



Tephrochronologie de la Colombie centrale (departement d'Antioquia et Abanico de Pereira) : une approche stratigraphique, géochimique, minéralogique et géochronologique (par ^{14}C et traces de fission)

Gloria Toro Villegas

► To cite this version:

Gloria Toro Villegas. Tephrochronologie de la Colombie centrale (departement d'Antioquia et Abanico de Pereira) : une approche stratigraphique, géochimique, minéralogique et géochronologique (par ^{14}C et traces de fission). Géochimie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2006. Français. NNT : . tel-00710305

HAL Id: tel-00710305

<https://theses.hal.science/tel-00710305>

Submitted on 20 Jun 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THESE

présentée par

Gloria Elena TORO VILLEGAS

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I

Spécialité : GEOLOGIE

TEPHROCHRONOLOGIE DE LA COLOMBIE CENTRALE (Département d'Antioquia et abanico de Pereira)

Une approche stratigraphique, géochimique, minéralogique
et géochronologique (par ^{14}C et traces de fission).

08 MARS 2006

Date de soutenance :

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Composition du Jury :

Jean-Luc Schneider
Pierre Usselman
Henriette Lapierre
Michel Hermelin
Gérard Poupeau

(Rapporteur)
(Rapporteur)
(Examineur)
(Examineur)
(Directeur de thèse)

MLC
DR à Montpellier
Prof de Egypt - Med

Thèse préparée au sein du Groupe de Géophysique Nucléaire
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines
ESA 5025 du CNRS, Université Joseph Fourier
Institut Dolomieu, 15 rue Maurice Gignoux
38031 Grenoble

THESE

présentée par

Gloria Elena TORO VILLEGAS

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I

Spécialité : GEOLOGIE

TEPHROCHRONOLOGIE DE LA COLOMBIE CENTRALE (Département d'Antioquia et abanico de Pereira)

Une approche stratigraphique, géochimique, minéralogique
et géochronologique (par ^{14}C et traces de fission).

08 MARS 2006

Date de soutenance :

Composition du Jury :

Jean-Luc Schneider	(Rapporteur)
Pierre Usselman	(Rapporteur)
Henriette Lapierre	(Examineur)
Michel Hermelin	(Examineur)
Gérard Poupeau	(Directeur de thèse)

Thèse préparée au sein du Groupe de Géophysique Nucléaire
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines
ESA 5025 du CNRS, Université Joseph Fourier
Institut Dolomieu, 15 rue Maurice Gignoux
38031 Grenoble

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
B.P. 53
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

EL RELOJ DE ARENA

Está bien que se mida con la dura
sombra que una columna en el estío
arroja o con el agua de aquel río
en que Heráclito vio nuestra locura.

El tiempo, ya que al tiempo y al destino
se parecen los dos : la imponderable
sombra diurna y el curso irrevocable
del agua que prosigue su camino.

Está bien, pero el tiempo en los desiertos
otra sustancia halló, suave y pesada,
que parece haber sido imaginada
para medir el tiempo de los muertos...

Hay un agrado en observar la arcana
arena que resbala y declina
y, a punto de caer, se arremolina
con una prisa que es del todo humana.

Jorge Luis Borges

AVANT-PROPOS

Ce travail a été réalisé au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, ESA 5025 du CNRS, à l'Université Joseph Fourier de Grenoble. Je remercie le Professeur Marc Tardy, Directeur du LGCA, de m'avoir accueillie dans son Unité de Recherche.

Je remercie Messieurs les rapporteurs, Jean-Luc Schneider, Maître de Conférence à l'Université de Lille, et Pierre Usselman, Directeur de Recherche au CNRS, ainsi que Madame et Messieurs les examinateurs, Madame Henriette Lapierre, Professeur à l'Université Joseph Fourier, Michel Hermelin, Professeur à l'Université EAFIT (Medellín, Colombie) et Gérard Poupeau, Chargé de Recherche au CNRS, Grenoble, Directeur de thèse.

Je dois remercier COLCIENCIAS (*Instituto Colombiano para el Avance de la Ciencia*, Colombie), l'Université EAFIT (Medellín), la *Fundación para la Promoción de la Ciencia y la Tecnología del Banco de la República*, Colombie, qui ont financé ce travail et l'ont ainsi rendu possible.

L'appui économique ne serait rien si je n'avais reçu l'aide de nombreuses personnes, parmi lesquelles :

Monsieur Gérard Poupeau, de qui j'ai beaucoup appris tout au long de mes séjours à Grenoble. Sans sa collaboration, cette thèse n'aurait pas été possible. Pendant de longues discussions, il a su me guider dans le domaine scientifique. Je voudrais plus particulièrement mettre l'accent sur ses qualités humaines et la patience qu'il a eue avec moi, surtout pendant l'écriture de cette thèse.

Monsieur le Professeur Michel Hermelin, qui a appuyé tous les projets de recherche sur le Quaternaire en Colombie, a pris une part fondamentale dans toutes les étapes de leur développement. Un bon nombre des idées exprimées dans ce travail viennent de lui.

Je remercie les membres de l'équipe du Groupe de Géophysique Nucléaire, qui ont rendu très agréables mes séjours en France : Ali Azdimousa, Ludovic Bellot-Gurlet, Florence Bigot, Céline Bressy, Jérôme Defaux, Olivier Dorighel, Bouchra Jackni, Erika Labrin, et les

nombreuses autres personnes que j'ai eu l'opportunité d'y rencontrer. Je remercie spécialement Jérôme Defaux, pour son aide graphique.

Je remercie également toutes les personnes qui composent le groupe de recherche en Géologie de l'Environnement de l'Université EAFIT.

Ce travail, qui n'est que le début d'un programme de recherche sur les tephres plio-quadernaires de la Colombie, nous a aussi permis, grâce à la collaboration de Gérard Poupeau, d'installer un laboratoire de datation par traces de fission à l'Université EAFIT.

Je tiens à remercier les personnes suivantes qui ont appuyé en Colombie ce travail :

Sergio Gaviria (INGEOMINAS, Bogotá) et Van der Hammen (Hugo de Vries Laboratoire, Amsterdam, Hollande), spécialistes du Quaternaire de la Colombie.

Ricardo Mendez et Maria Luisa Monsalve, Géologues à INGEOMINAS (Manizales) ainsi que Andres Velásquez (OSSO, *Observatorio Sismológico del Sur Occidente de Colombia*, Cali) avec qui j'ai travaillé sur le terrain. Les discussions avec eux ont été très enrichissantes.

Messieurs les Professeurs John Westgate (Université de Toronto, Canada) et Brent Alloway (Université d'Auckland, Nouvelle Zélande) sont venus en Colombie en 1997 faire un cours de tephrochronologie. Leurs commentaires sur le terrain et leurs conseils sur ce travail ont été d'une grande aide.

Un remerciement spécial pour Jorge Julián Restrepo de l'*Universidad Nacional* de Medellín. A Erika Schwabe et Diana Silva, étudiantes de Géologie de l'Université EAFIT, qui m'ont beaucoup aidées dans le travail de terrain et de laboratoire et à Margarita Toro, pour sa collaboration dans l'élaboration des subroutines sous « Mathematica ».

En fin, je dédie cette thèse à toutes les personnes que j'ai croisées au long de ma vie. De tous j'ai beaucoup appris, et plus spécialement de ma famille.

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS

INTRODUCTION

Partie I : Présentation du travail et aspects méthodologiques

Chapitre 1 : Introduction au volcanisme de la Colombie

Secteurs et méthodes d'étude.

1.1 Esquisse géologique de la Colombie

1.2 Données générales sur le volcanisme

1.3 Le massif volcanique Ruíz-Tolima

1.3.1 Les édifices volcaniques

1.3.1.1 Secteur Cerro Bravo.

1.3.1.2 Secteur Nevado del Ruiz-Santa Isabel.

1.3.1.3 Secteur Quindío-Tolima-Machin.

1.3.2 Tephrostratigraphie massif volcanique Ruiz-Tolima

1.4 Datations

1.5 Les secteurs d'étude

1.6 Méthode d'étude

Chapitre 2 : La datation par traces de fission

2.1 L'observation des traces de fission

2.2 L'équation d'âge de la datation par traces de fission

2.3 Datation des zircons des tephres

2.4 Représentation graphique des données

2.4.1 Diagramme isochrone

2.4.2 Graphique radial

2.5 Analyses des populations d'âges

2.5.1 Une seule population ou plusieurs populations?

1

5

7

7

12

17

20

21

21

23

24

26

26

33

39

39

45

48

51

51

52

53

53

2.5.1 Une seule population ou plusieurs populations?	53
2.5.1.1 Test du χ^2	53
2.5.1.2 Dispersion de l'âge central	55
2.5.1.3 Diagramme de densité de Probabilité	55
2.5.2 Séparation des populations	58
2.5.2.1 "Age χ^2 "	59
2.5.2.2 Modèle bimodal de Galbraith and Green (1990) et Galbraith et Laslett (1993.	59
2.5.2.3 Gaussian Peak-Fitting	60
2.6 Aspects expérimentaux et traitement des données	60
2.6.1 Préparation des zircons	60
2.6.2 Détermination du facteur zêta (ζ)	63
Partie II : Résultats	65
Chapitre 3 : Les tephras du département d'Antioquia (Cordillère Centrale)	67
3.1 Contexte Géomorphologique	67
3.1.1 La surface d'érosion	68
3.1.2 Vallée d'Aburrá	68
3.2 Secteur de Santa Rosa de Osos	70
3.2.1 Contexte géologique et échantillonnage	70
3.2.2 Minéralogie	75
3.2.3 Datation par traces de fission	76
3.2.3.1 Les zircons de socle.	78
3.2.3.2 Les zircons volcaniques.	79
3.3 Secteur d'Envigado (sur l'altiplano)	80
3.3.1 Contexte géologique et échantillonnage	80
3.3.2 Minéralogie	81
3.3.3 Datation par traces de fission	81
3.3.3.1 Les zircons du socle.	85
3.3.3.2 Les zircons volcaniques.	87
3.3.3.3 Age maximum de formation de la vallée d'Aburrá	89
3.4 Dépôts lacustres d'Amalfi, de Mesopotamia, de Rionegro et de la Unión	89
3.4.1 Contexte géologique et échantillonnage	89
3.4.2 Minéralogie	97

3.4.3 Datation par traces de fission	101
3.4.3.1 Les zircons du socle.	101
3.4.3.2 Les zircons volcaniques.	106
3.4.3.3 L'âge maximum des paléolacs du secteur oriental d'Antioquia	108
3.5 Terrasses de Rionegro	110
3.5.1 Contexte géologique et échantillonnage	110
3.5.2 Minéralogie	110
3.5.3 Datation par traces de fission	110
3.6 Dépôts alluviaux et sol gley de San Pedro	112
3.6.1 Contexte géologique et échantillonnage	112
3.6.2 Minéralogie	114
3.6.3 Datation par traces de fission	114
3.6.3.1 Les zircons du socle	115
3.6.3.2 Les zircons volcaniques	117
3.7 Vallée d'Aburrá	117
3.7.1 Contexte géologique et échantillonnage	119
3.7.2 Minéralogie	125
3.7.3 Datation par traces de fission	127
3.7.3.1 Les zircons du socle	127
3.7.3.2 Les zircons volcaniques	128
3.8 Stone line	133
3.8.1 Echantillonnage	133
3.8.2 Datation par traces de fission	135
3.8.3 L'âge maximum de la stone line	137
3.9 Les cendres supérieures	147
3.9.1 Echantillonnage	148
3.9.2 Résultats de l'étude des minéraux lourds.	148
3.9.3 Datations par traces de fission	153
3.9.3.1 Analyses de populations	154
3.9.3.2 Age de l'unité volcanique sud.	162
3.9.4 Datations par ^{14}C	165
3.9.5 Composition des esquilles de verre.	167
3.10 Discussion	175
3.10.1 L'apport des études de terrain et minéralogiques	175

3.10.2 L'apport des datations par traces de fission et ^{14}C	176
3.10.3 Comparaison avec les autres données géochronologiques sur le volcanisme régional	186
3.11 Conclusion	194
Chapitre 4 : Tephrastratigraphie du département de Risaralda	199
4.1 Contexte Géologique	201
4.1.1 L'abanico de Pereira	201
4.1.2 La terrasse de Pereira	202
4.2 Coupes étudiées et échantillonnage	203
4.2.1 Secteur du lac Otún.	204
4.2.2 Secteur du bassin de Florida	206
4.2.3 Secteur de Pereira.	207
4.2.5 Les coupes sur les terrasses actuelles du Río Cauca et du Río Risaralda.	217
4.2.6 Les coupes de la Cordillère Occidentale	217
4.3 Résultats 1 : les minéraux lourds	218
4.3.1 Secteur de lac Otún (massif Ruíz-Tolima)	218
4.3.2 Bassin de Florida	220
4.3.3 La terrasse de Pereira	220
4.3.4 La partie distale de l'abanico	222
4.3.5 Les cendres coiffant les dépôts alluviaux du Río Cauca	223
4.3.6 Les cendres de la Cordillère Occidentale	224
4.3.7 Conclusion sur les minéraux lourds	224
4.4 Résultats 2 : caractérisation géochimique des esquilles de verre.	226
4.5 Résultats 3: datations par ^{14}C	233
4.6 Conclusion	235
CONCLUSION	237
REFERENCES	241
ANNEXE A : Soubroulines (G., Toro et M., Toro)	

Elaborés avec le logiciel Mathematic, version 2.2.3	253
ANNEXE B : Tableaux des données analytiques datation par traces de fission	260
ANNEXE C : Données géochimies, microsonde	285
LISTE DES TABLEAUX	291
LISTE DES FIGURES	294

INTRODUCTION

Le territoire colombien est le siège, depuis le Tertiaire, d'une activité volcanique intense, qui se poursuit de nos jours. Cette activité est cependant restée relativement peu étudiée, jusqu'à la catastrophe du Nevado del Ruiz, en 1985, qui a été à l'origine d'études détaillées du massif du Ruiz-Tolima des points de vue magmatologique et risques volcaniques (voir par exemple en France, Thouret, 1988, Vatin-Pérignon *et al.*, 1990).

Depuis une dizaine d'années, les volcans colombiens considérés comme les plus dangereux sont sous la surveillance du service géologique national (INGEOMINAS), et étudiés par ses volcanologues. Cependant, les matériaux volcanogéniques sont loin de tous se situer sur les appareils volcaniques et leur environnement immédiat. Ainsi, des cendres volcaniques ont été répandues sur une grande partie du territoire colombien, où elles constituent parfois le composant principal des formations superficielles récentes (Van der Weil, 1991).

Si les tephres proximaux des massifs volcaniques colombiens -comme certains de ceux du Ruiz-Tolima, voir Thouret (1988)- ont quelquefois été étudiés, les tephres distaux ont été pratiquement ignorés, à l'exception de quelques études ponctuelles. Pourtant, ces tephres distaux sont potentiellement porteurs d'informations nombreuses. Sur le volcanisme tout d'abord, en nous informant sur la fréquence et l'importance des grandes manifestations explosives, leur géochimie, etc. Sur l'environnement local, en permettant de dater des niveaux sédimentaires, des événements tectonique, d'apporter des informations sur d'éventuels remaniements éoliens, fluviaux, glaciaires, etc.

Nous avons choisi dans ce travail de nous intéresser aux tephres de deux secteurs de la Colombie centrale. Le choix des régions d'étude a été déterminé en premier lieu par l'importance volumétrique des dépôts superficiels attribuables à des cendres volcaniques. En

second lieu, pour la contribution que pouvait apporter cette étude à l'évaluation de risques naturels, liés soit au volcanisme, soit à la stabilité des terrains considérés.

La première des régions considérée est le département d'Antioquia, dans lequel plusieurs années de travail de terrain et d'observations de laboratoire nous ont montré l'importance des tephres dans les formations superficielles qui reposent sur le socle cristallin crétacé à précambrien de la Cordillère Centrale. La limite sud du département se trouve à environ 80 km du massif volcanique du Ruiz-Tolima, lui aussi sur la Cordillère Centrale. Nous avons concentré notre étude d'une part sur la surface d'érosion qui constitue localement l'altiplano, et d'autre part sur la vallée d'Aburra, dépression supposée d'origine tectonique récente, mais dont l'âge de formation n'était pas encore déterminé avec précision. La vallée d'Aburra est très urbanisée, puisqu'elle abrite entre autres la seconde ville du pays, Medellin, peuplée de 4 millions d'habitants.

La seconde région est l'*abanico* de Pereira, dans le département de Risaralda, situé au pied du Ruiz-Tolima, sur le flanc ouest de la Cordillère centrale. Il s'agit d'un très vaste cône d'épandage, essentiellement constitué de matériaux volcaniques issus du massif qui le domine. Là encore, l'urbanisation est importante, avec par exemple la ville de Pereira, avec ses cinq cent mille habitants.

Dans ces deux régions, il a d'abord fallu effectuer un important travail de reconnaissance de terrain. Des dizaines de coupes ont été décrites et prélevées, afin de localiser et de caractériser, en particulier par l'étude des minéraux lourds, les cendres volcaniques des dépôts superficiels. En effet, sur le terrain, cette identification n'est souvent pas possible, en raison à la fois du degré d'altération souvent très importants qui affecte ces dépôts, et des phénomènes de redistribution et de mélanges, d'ordre souvent fluviatiles. Les résultats de cette première étape ont été consignés dans plusieurs rapports internes de l'Université EAFIT de Medellin (Toro et Hermelin, 1989, 1991) et quelques publications (Toro et Hermelin, 1990, 1992 et 1993).

Il est toutefois rapidement apparu que les méthodes classiques de la stratigraphie, parfois agrémentées de datations absolues par ^{14}C (pour les niveaux volcano-sédimentaires les plus récents) étaient rapidement limitées dans les contextes rencontrés. Nous avons cependant observé dans pratiquement tous les échantillons pris dans des formations volcano-sédimentaires, l'ubiquité des zircons et parfois la présence d'esquilles de verre. Nous avons donc pensé utiliser les premiers à des fins de datation par traces de fission, et les secondes pour caractériser géochimiquement, par des mesures à la microsonde électronique, les tephres représentés. Cette seconde étape a été en partie effectuée sur des minéraux d'échantillons déjà prélevés au cours de nos premières campagnes de terrain, soit à partir d'échantillonnages nouveaux.

Dans une première partie, nous situons d'une part le contexte géologique et volcanologique général de la Colombie (chapitre 1), et nous rappelons les principes de la datation par traces de fission et de l'analyse des résultats en contexte sédimentaire (chapitre 2). En seconde partie, nous exposons les résultats obtenus dans le département d'Antioquia (chapitre 3) et le cône de Pereira (chapitre 4).

Partie I

Présentation du travail et aspects méthodologiques

Chapitre 1

Introduction au volcanisme de la Colombie

Secteurs et méthodes d'étude.

1.1 Esquisse géologique de la Colombie

La Colombie, au nord du continent Sud-américain, est constituée à l'est par le craton précambrien guyanais et au centre et à l'ouest par les Andes septentrionales (Figure 1-1). Les principales caractéristiques géologiques de la Colombie sont en partie le produit de l'interaction depuis le Crétacé des plaques Nazca, Amérique du Sud et Caraïbe (Woodward et Clyde, 1980). Depuis le Mésozoïque, suite à l'ouverture de l'Atlantique sud, une zone de subduction a fonctionné au niveau de l'actuelle dépression du Cauca-Patia et le long de la zone de cisaillement de Dolores-Guayaquil. Ce secteur, avec une orientation générale NS marque la limite entre le domaine d'affinité océanique et le domaine continental. La zone de subduction a ensuite migré vers l'ouest, jusqu'à sa position actuelle, au fur et à mesure que des matériaux exotiques d'origine océanique s'accrétaient contre la marge sud-américaine, formant la Cordillère Occidentale et la Serrania du Baudo (Toussaint et Restrepo, 1988). Deux grandes accrétions se sont produites depuis le Crétacé sur le flanc ouest de la Cordillère Centrale, le bassin du Cauca-Patia et la Cordillère Occidentale (d'après MacCourt *et al.*, 1984, *in* Aspden et McCourt, 1986) (Figures 1-1 et 1-2).

Les accrétions océaniques qui se sont produites en Colombie et à l'occident de l'Equateur constituent une des principales différences entre les Andes Septentrionales et les Andes Centrales et Méridionales. Les Andes Septentrionales se caractérisent par une orientation générale NE-SW à NNE-SSW. Les Andes centrales ont une orientation NW-SE et les Andes Méridionales ont une orientation NS. Les processus orogéniques dans les deux dernières sont liés essentiellement à la subduction, sans que des accrétions océaniques se soient produites comme en Equateur et en Colombie (Figure 1-1).

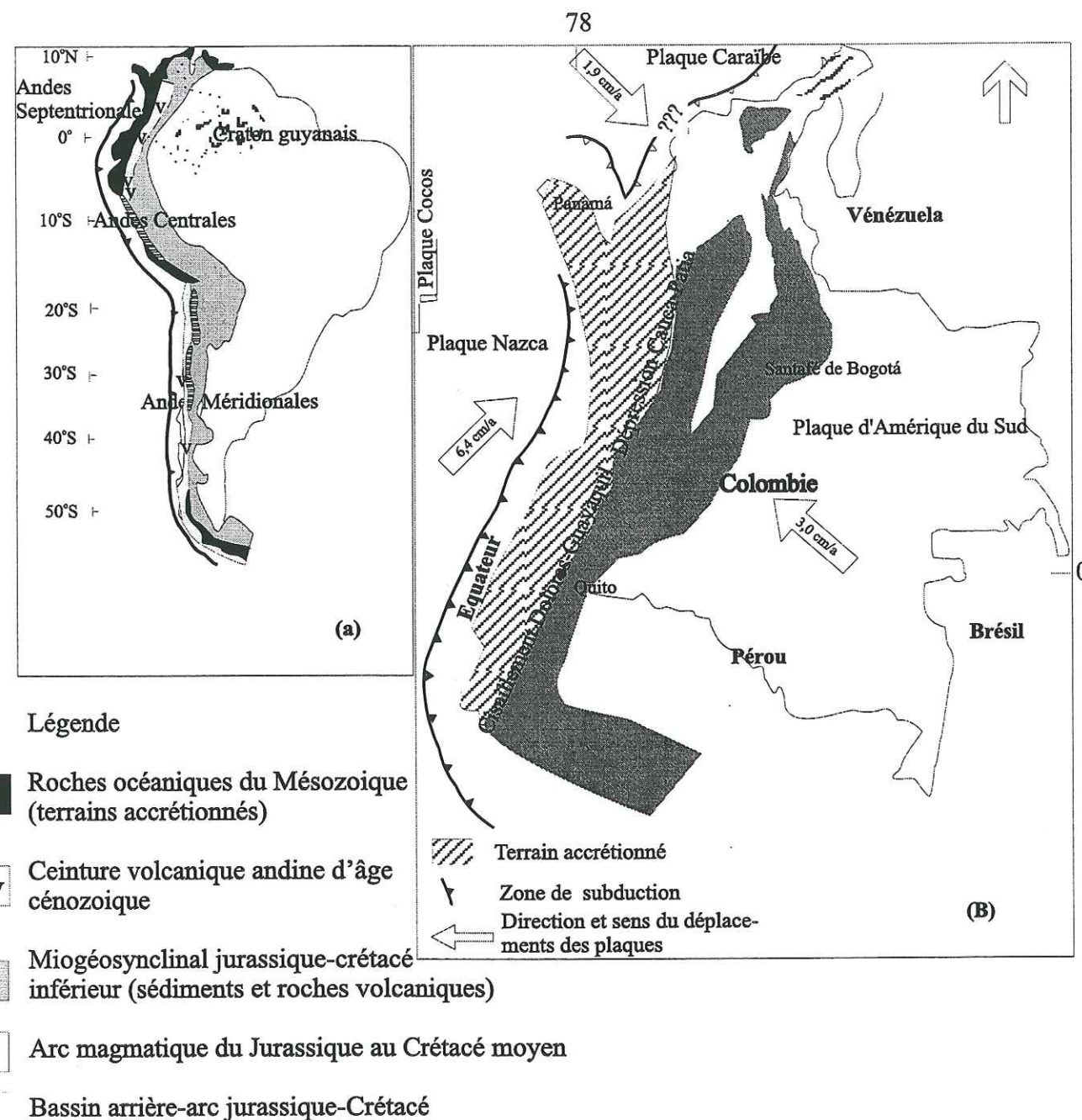
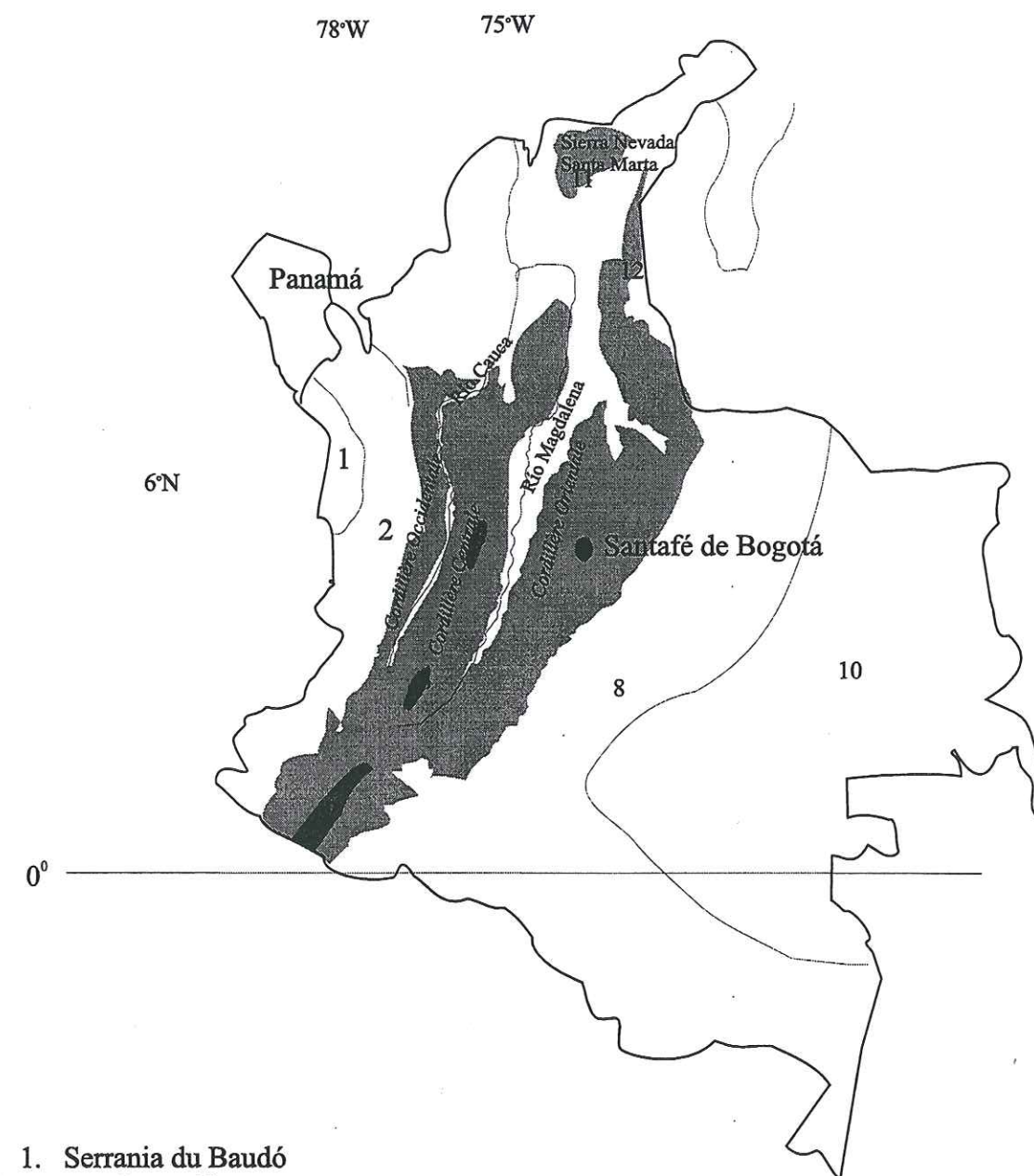


Figure 1-1 : Position structurale des Andes de Colombie. (a) Variations structurales le long des Andes, d'après Kleipeis et Austin (1997) et Mégard (1987). (B) Schéma global des terrains accréionnés du domaine océanique (d'après Toussaint et Restrepo, 1988). Les limites des plaques sont tracées d'après James (1985) in Murcia (1987).



1. Serrania du Baudó
2. Bassin pacifique
3. Cordillère Occidentale
4. Bassin du Cauca
5. Cordillère Centrale.
6. Volcans calcoalcalins
7. Bassin du Magdalena
8. Cordillère Orientale
9. Bassin de la Plaine Orientale
10. Craton guyanais
11. Sierra Nevada de Santa Marta
12. Chaîne montagneuse du Périja.

Figure 1- 2: Principales provinces géomorphologiques de la Colombie. D'après Irving (1971).

La différence d'orientation et de structure de la chaîne andine, de part et d'autre des 3° à 4° de latitude sud, correspond à des régimes d'accrétion et de subduction différents (Aspden *et al.*, 1987). Il y a 25 Ma une réorientation dans la direction de convergence de la plaque océanique et de la plaque sudaméricaine, de SW-NE à W-E, se produit comme conséquence de l'individualisation des plaques Nazca et Cocos (Pilger, 1983, 1984 *in* Aspden *et al.*, 1987). La subduction de la Ride de Carnegie (Figure 1-3) accélère le soulèvement des Andes, qui s'accompagne d'un volcanisme important de composition variable. Le plan de Benioff présente sous la Colombie une inclinaison de 35° (Hall et Wood, 1985) et la subduction génère un arc volcanique qui s'étend jusqu'à 5°N où, peut-être, le volcanisme disparaît à cause de l'interaction avec la plaque Caraïbe. En Equateur, le plan de Benioff présente des segmentations avec des angles de plongée variés, qui pourraient induire des changements dans le style du volcanisme, d'andésitique à rhyolitique. Cette convergence W-E avec un angle prononcé a produit l'intrusion de batholites dans la Cordillère Occidentale, de porphyres andésitiques et dacitiques dans le bassin du Cauca et un volcanisme calcoalcalin dans la Cordillère Centrale (Aspen *et al.*, 1987) (Figure 1-2).

La subsidence de la Plaque Nazca depuis le Miocène moyen est à l'origine d'une montée substantielle de la Cordillère Occidentale et de la montée, de l'inclinaison et du plissement des protocordillères Centrale et Orientale. De la rencontre des trois plaques (Figure 1-1) résulte un raccourcissement de l'écorce, un soulèvement des chaînes et un épaississement de la croûte continentale. Les Andes colombiennes se composent donc de trois cordillères, orientées NE-SW à NNE-SSW. Elles font suite aux Andes équatoriennes, composées de deux cordillères, Occidentale et Orientale, séparées par la Vallée Interandine. Au niveau de Pasto en Colombie, la vallée interandine n'est plus aussi nette qu'en Equateur et à partir de ce secteur, appelé le *Nudo de los Pastos*, les trois cordillères colombiennes deviennent bien distinctes (Figure 1-2).

La Cordillère Orientale est composée de sédiments plissés du Mésozoïque, d'orientation NNE. La Cordillère Centrale est composée de roches ignées mésozoïques et de roches métamorphiques paléozoïques à précambriennes, dont une ligne de volcans souligne les sommets. La Cordillère Occidentale est composée de roches volcaniques tholéitiques intercalées avec des sédiments marins (Marriner et Millward, 1984) (Figure 1-2). Le Bassin du Magdalena sépare la Cordillère Centrale de la Cordillère Orientale. Le bassin du Cauca, ancienne zone de subduction au Crétacé inférieur (Toussaint et Restrepo, 1982) sépare la

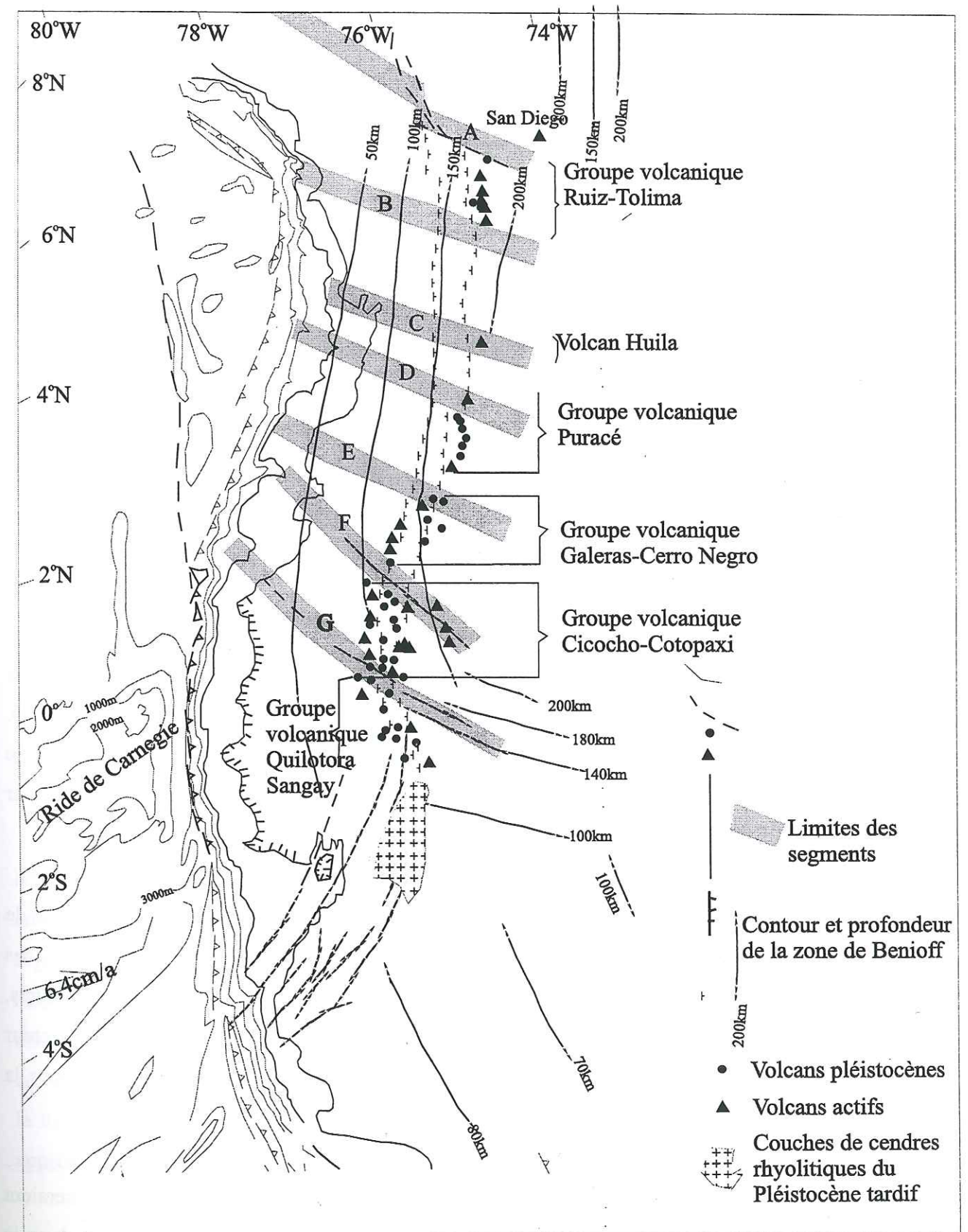


Figure 1-3: Carte montrant les segments andins proposés par Hall et Wood (1985). A=Limite Cañasgordas, B= Cartago, C= Huila, D= Puracé, E= Guairapungo, F= Río Mira G= Pastaza-Esmeralda.

Cordillère Occidentale de la Cordillère Centrale. Elle correspond à une grande suture qui en Colombie constitue la limite entre les roches du domaine continental et celles du domaine océanique (Toussaint et Restrepo, 1982) (Figure 1-1).

1.2 Données générales sur le volcanisme

L'activité volcanique du Crétacé à l'Eocène a produit des roches basaltiques tholéitiques à très faible teneur en potassium, qui associées à des sédiments et à des roches plutoniques constituent le soubassement de la Cordillère Occidentale (Mariner et Millard, 1984). Par contre, du Miocène au présent, le volcanisme, concentré d'abord dans la Cordillère Occidentale, donne son origine à la Formation volcano-sédimentaire de Combia. Il migre ensuite dans la dépression du Cauca. Ce volcanisme comporte à la fois des laves et des dépôts pyroclastiques. Une migration vers l'est, au long de l'axe de la Cordillère Centrale, s'est produite après le Miocène tardif, avec un changement corrélatif de la composition vers des magmas calcoalcalins. En effet, les laves générées par l'activité volcanique de la Cordillère Centrale correspondent à la suite basaltes-andésites à dacites et à des dépôts pyroclastiques d'affinité typique calcoalcaline (Mariner et Millar, 1984). Le cadre structural pour ce volcanisme, depuis le Miocène, est celui d'une marge continentale active. La composition des laves correspond à celles d'un arc subducté sous la plaque continentale andine (Murcia, 1982). L'activité volcanique cesse pendant les périodes de soulèvement qui sont des périodes de quiescence tectonique (van der Weil, 1991). Cette cessation du volcanisme est expliquée par une diminution de l'angle de subduction de la zone de Benioff.

L'étude des formations sédimentaires de la vallée du Magdalena permet d'établir le début du volcanisme en Colombie. Dans le Tableau 1-1, nous présentons la succession de ces formations, leur position stratigraphique, le nom des unités lithostratigraphiques, l'environnement du dépôt et les événements tectoniques contemporains. Les unités du secteur de Neiva ont été définies par van der Weil (1991). Le Tableau 1-1 servira de base pour la discussion sur le début du volcanisme colombien.

Selon Van Houten (1977) les traces du volcanisme le plus ancien de Colombie seraient enregistrées dans les sédiments oligo-miocènes de la vallée du Magdalena. Ainsi dans la Formation La Cira (nom assigné par Butler en 1942 à la base de la Formation Honda) la

présence de l'association montmorillonite-illite est attribuée à l'altération de roches volcaniques. Au Miocène, dans la formation Honda, la présence de blocs dacitiques et andésitiques intercalés dans les sédiments fluviaux témoigne de l'existence d'une activité volcanique dans la Cordillère Centrale. Un volcanisme très actif s'installe à partir du Pliocène et donne son origine à la Formation Mesa, qui coiffe la Formation Honda, dans la vallée du Magdalena. Cette formation volcano-sédimentaire témoigne d'un volcanisme très explosif dans la Cordillère Centrale, qui est resté actif jusqu'à nos jours. Pendant le Plio-Pléistocène se produit le soulèvement des Cordillères (Van Houten, 1977).

Thouret (1988) considère que le volcanisme des Andes Septentrionales est plus récent que celui des Andes Centrales. En effet, le volcanisme des Andes Centrales a débuté vers les 25-23 Ma dans le Sud du Pérou, le Nord du Chili et l'Ouest de la Bolivie, avec deux paroxysmes vers respectivement 12-9 Ma et 6-3 Ma associés à des augmentations de la vitesse de subduction de la plaque Nazca. En Colombie et en Equateur le volcanisme pourrait n'avoir commencé qu'avec l'arc volcanique syn-orogénique miocène situé à l'ouest de la Cordillère Centrale, qui serait à l'origine de la Formation Combia. Cet arc volcanique, possiblement associé à la zone de faille de Romeral, située sur la marge ouest du Bassin du Cauca, serait alors la source des galets volcaniques étudiés par van Houten (1976) dans la Formation Honda de la vallée du Magdalena, avec un transport d'Ouest en Est le long des surfaces d'aplanissement pré-miocènes (Thouret, 1988).

Hall et Wood (1985), tenant compte de la présence des grands alignements orientés NW-SW, proposent de découper la chaîne andine en sept segments, entre l'équateur et le 8° de latitude nord, caractérisés chacun par un volcanisme néogène typique. Seuls les quatre segments les plus septentrionaux sont situés en Colombie, les trois autres se partageant l'Equateur (Figure 1-3). Les limites de certains de ces segments coïncident partiellement avec des variations de la géométrie de la plaque de subduction, mais d'autres pourraient correspondre à d'anciennes zones de fracture du continent. Dans le Tableau 1-2, nous donnons la liste des principaux volcans par segment. La plupart des quelque quarante volcans (chiffre approximatif) de la Colombie n'ont pas encore fait l'objet d'études détaillées (Figure 1-4).

Age stratigraphique	Unité lithostratigraphique	Secteur	Dépôts	Environnement
Quaternaire	Formation Manizales	Versants Cordillère Centrale		Volcano-détritique
Pliocène	Formation Casabianca	Versants est et ouest de la Cordillère Centrale, secteur massif volcanique Ruiz-Tolima	Dépôts ignimbritiques	Fluvio-volcanique (flux hyperconcentré)
Pliocène	Formation Guacallo	Vallée Supérieure du Magdalena (bassin de Neiva)	Dépôts de coulées de débris, conglomérats torrentiels, dépôts alluviaux	Volcanique
Pliocène	Formation El Carmén	Vallée Supérieure du Magdalena (bassin de Neiva)	Dépôts de coulées de débris, conglomérats torrentiels, dépôts alluviaux	Fluvio-volcanique
Pliocène	Formation El Carmén	Vallée Supérieure du Magdalena		Fluvio-volcanique
Pliocène	Formation Mesa	Vallée du Magdalena		
	Formation Las Vueltas	Vallée Supérieure du Magdalena	Dépôts alluviaux	Alluvial
	Formation Irrá	Vallée du Cauca	volcaniclastique	Alluvial
	Formation Gigante	Vallée Supérieure du Magdalena (bassin de Neiva)	Volcaniclastites, sables et conglomérats fluviaux	Fluvio-volcanique
Miocène	Formation Honda	Vallée du Magdalena	Sables alluviaux, volcaniclastiques	Fluvial
	Formation La Cira	Vallée du Magdalena	Dépôts alluviaux	Fluvio-volcanique
Miocène	Formation Combia	Vallée du Cauca	dépôts volcaniques	
	Groupe Gualanday	Vallée du Magdalena	Sables fluviaux, grès et conglomérats	Continental
-----?----- Eocène-Oligocène	Formation Guaduas	Vallée du Magdalena	Grès marins côtiers	Lagune côtière

Tableau 1-1 : Unités lithostratigraphiques qui sont à la base de la reconstitution du début du volcanisme en Colombie

Segment	Volcanisme
A-B	<u>Massif volcanique Ruiz-Tolima.</u> <i>Cerro Bravo, Herveo, Paramo de Santa Rosa, Nevado del Ruiz, El Cisne, Cerro España, Nevado de Santa Isabel, Nevado del Quindio, Nevado del Tolima, Volcan Machín.</i>
B-C	Pas de volcanisme
C-D Spéculatif.	<i>Volcan du Huila</i>
D-E	Groupe volcanique Puracé-Doña Juana <u>Chaîne Puracé-Coconucos.</u> <i>Sotarà, Paletará, Pan de Azucar, Coconucos, Puracé, Merembera, El Pencil, El Morro, San Roque, La Horqueta, San José de Isnas, San Agustín, Acevedo, San Nicolás, Iza</i> <u>Vers le Sud: Petacas, Las animas, Doña Juana.</u>
E-F	Groupe volcanique Galeras Cerro Negro. <i>Quimbal, Tujumbina, Juenoy, Galeras, Bordoncillo, Azufral, Chiles, Cumbal, Cerro Negro.</i>

Tableau 1-2 : Localisation des volcans colombiens selon les secteurs définis par Hall et Wood (1985). Voir Figure 1-3 et 1-4. En italique, les centres volcaniques (d'après Ingeominas, 1983 in Cuellar et Ramirez, 1987).

Presque tous les volcans colombiens sont situés sur la Cordillère Centrale. Le volcan le plus septentrional de Colombie, le San Diego, s'y trouve aussi, au nord des sept segments précédemment définis (Figure 1-3 et 1-4). Les volcans du sud du pays, soit Chiles, Cumbal et Azufral, se trouvent dans la Cordillère Occidentale et le Galeras dans la dépression interandine (Murcia, 1987).

Les sources les plus probables des tephres de la partie septentrionale de la Cordillère Centrale sont les volcans du nord de la Colombie. C'est la raison pour laquelle nous en donnons une description plus complète ci-dessous. Le cadre structural de ce volcanisme depuis le Miocène, comme il a déjà été dit, est celui d'une marge continentale active. La composition des laves correspond à celles d'un arc subducté sous la plaque continentale sudaméricaine (Murcia, 1982).

arc sub.

Le Maar de San Diego, situé sur le flanc oriental de la Cordillère Centrale, par 75° de longitude ouest et 5°45' de latitude nord et les volcans du massif volcanique Ruiz-Tolima sont les volcans les plus septentrionaux de l'Amérique du Sud. Les centres volcaniques qui

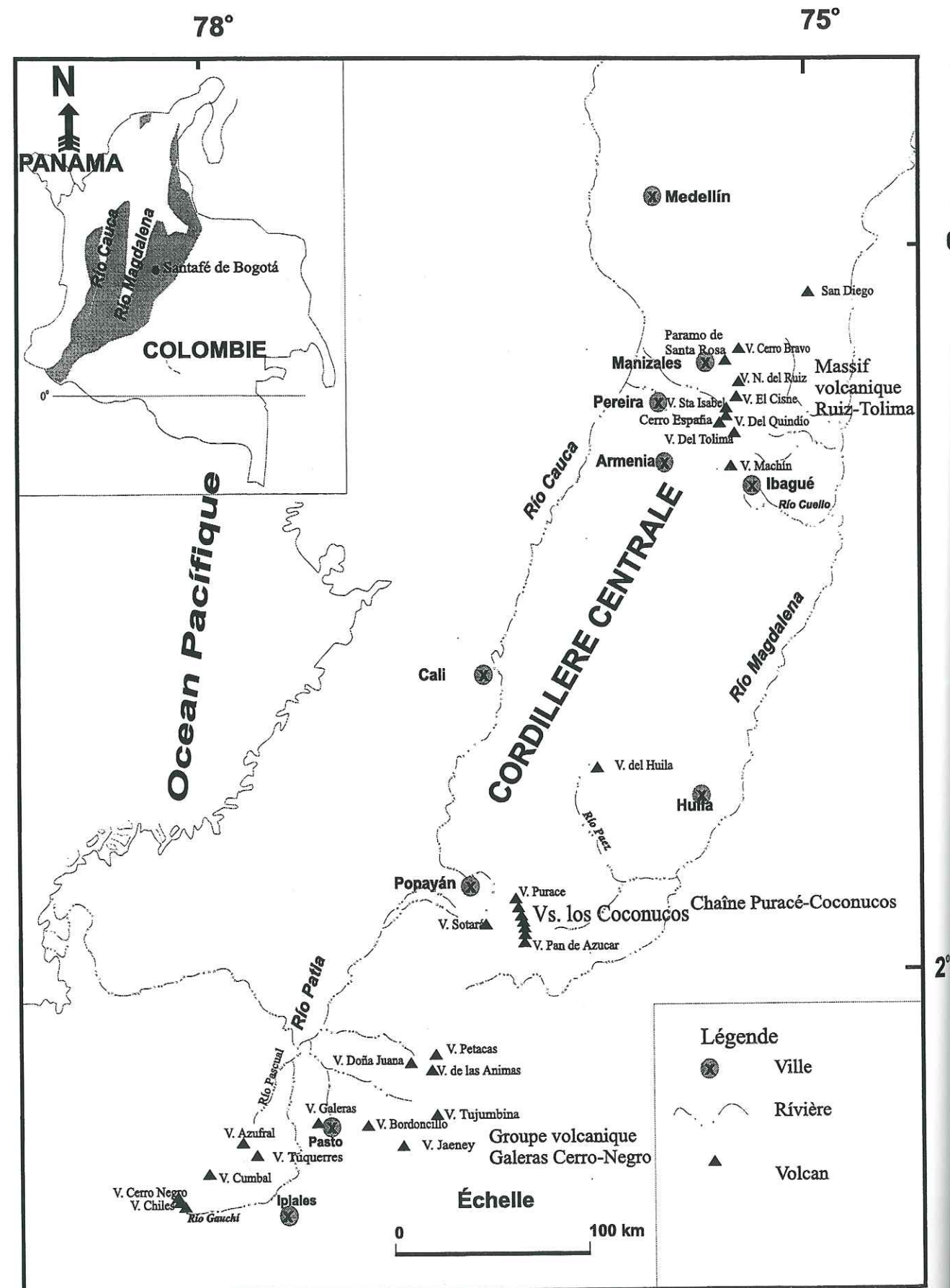


Figure 1-4: Localisation des principaux volcans de Colombie, d'après Cepeda *et al.* (1987) et Cuellar et Ramirez (1987).

constituent le massif se trouvent aux sommets de la Cordillère Centrale entre 75°20' et 75°30' de longitude ouest et 4°35' et 5°10' de latitude nord (Figure 1-5).

Le système de failles de Palestina le long de la Cordillère Centrale contrôle l'activité volcanique (Herd, 1982) (Figure 1-6). La faille de Palestina, de direction N15°E, présente une extension de plus de 300 km sur la bordure orientale de la Cordillère Centrale (Feininger *et al.*, 1970). Les décrochements au long de ce système de failles varient entre 0,5 et 7 km. La faille de Palestina coupe en diagonale le massif de Ruiz-Tolima, depuis la vallée du Cauca au sud, jusqu'à celle du Magdalena, au nord (Figure 1-6), où cet accident disparaît sous des alluvions (Woodward-Clyde, 1980). Selon CHEC (1983), la zone faillée de Palestina serait une structure majeure affectant possiblement la lithosphère sur toute son épaisseur. Perpendiculairement à cet accident se trouvent les failles de Salamina au nord et de Salento au sud, qui limitent le volcanisme dans le secteur Ruiz-Tolima. Les failles parallèles à ce système ont eu une grande influence sur les éruptions récentes (CHEC, 1983). Les centres d'émission se trouvent au croisements des deux systèmes, respectivement NNE-SSW et WNW-ESE (Thouret, 1989) (Figure 1-5).

1.3 Le massif volcanique Ruiz-Tolima

Thouret (1988, 1989) a proposé une reconstitution des étapes morphogénétiques du massif volcanique Ruiz-Tolima. Il différencie des phases constructives et des phases destructives, schématisées dans le Tableau 1-3.

C'est dans les formations Mesa, Manizales et Casabianca que se trouvent, retravaillés, les tephras de l'activité volcanique Pliocène et Pléistocène (Thouret, 1988).

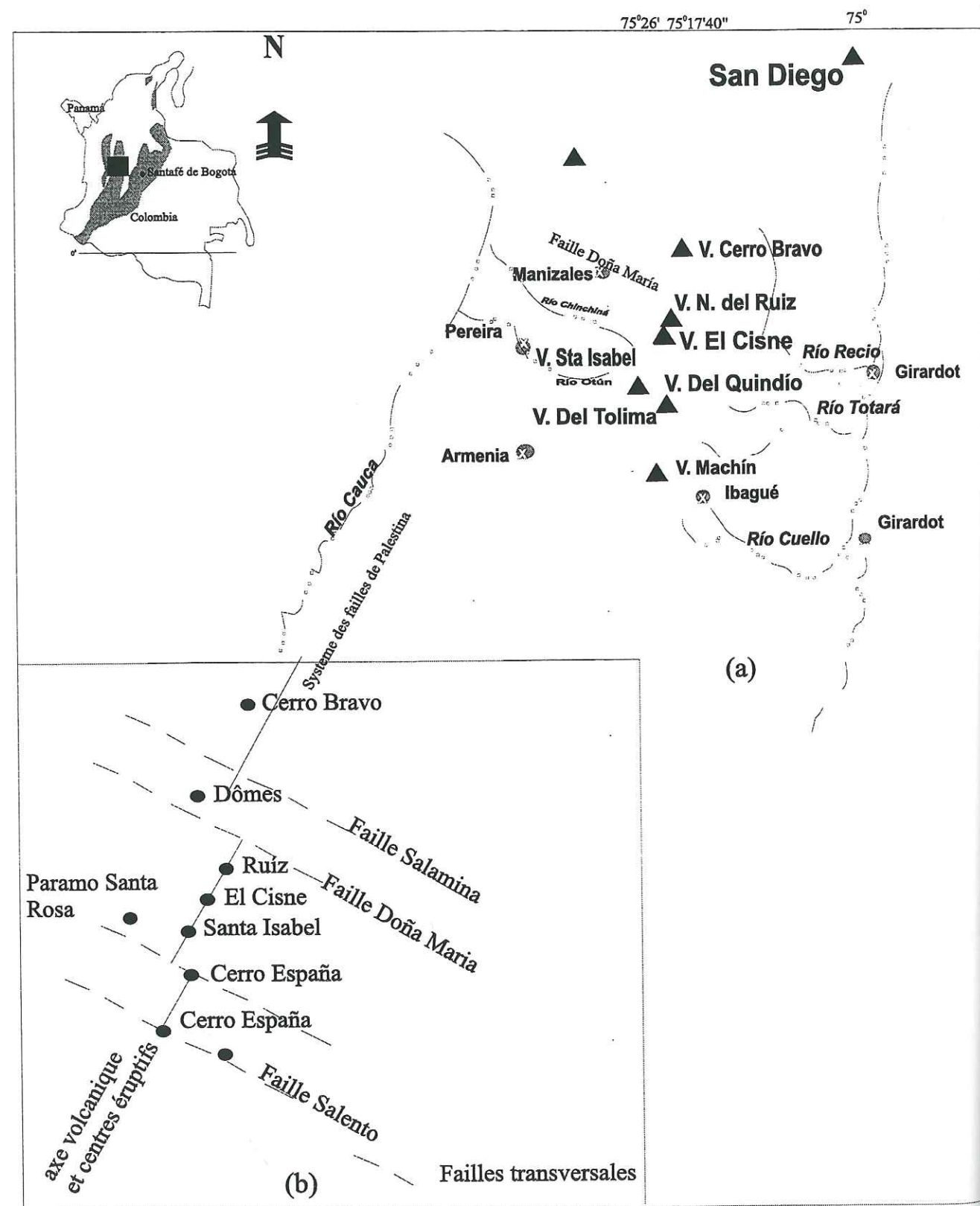


Figure 1-5: Localisation des centres volcaniques du Nord de la Colombie (a). (b) Schéma volcano-tectonique du secteur Cerro Bravo-Ruiz, d'après CHEC (1983).

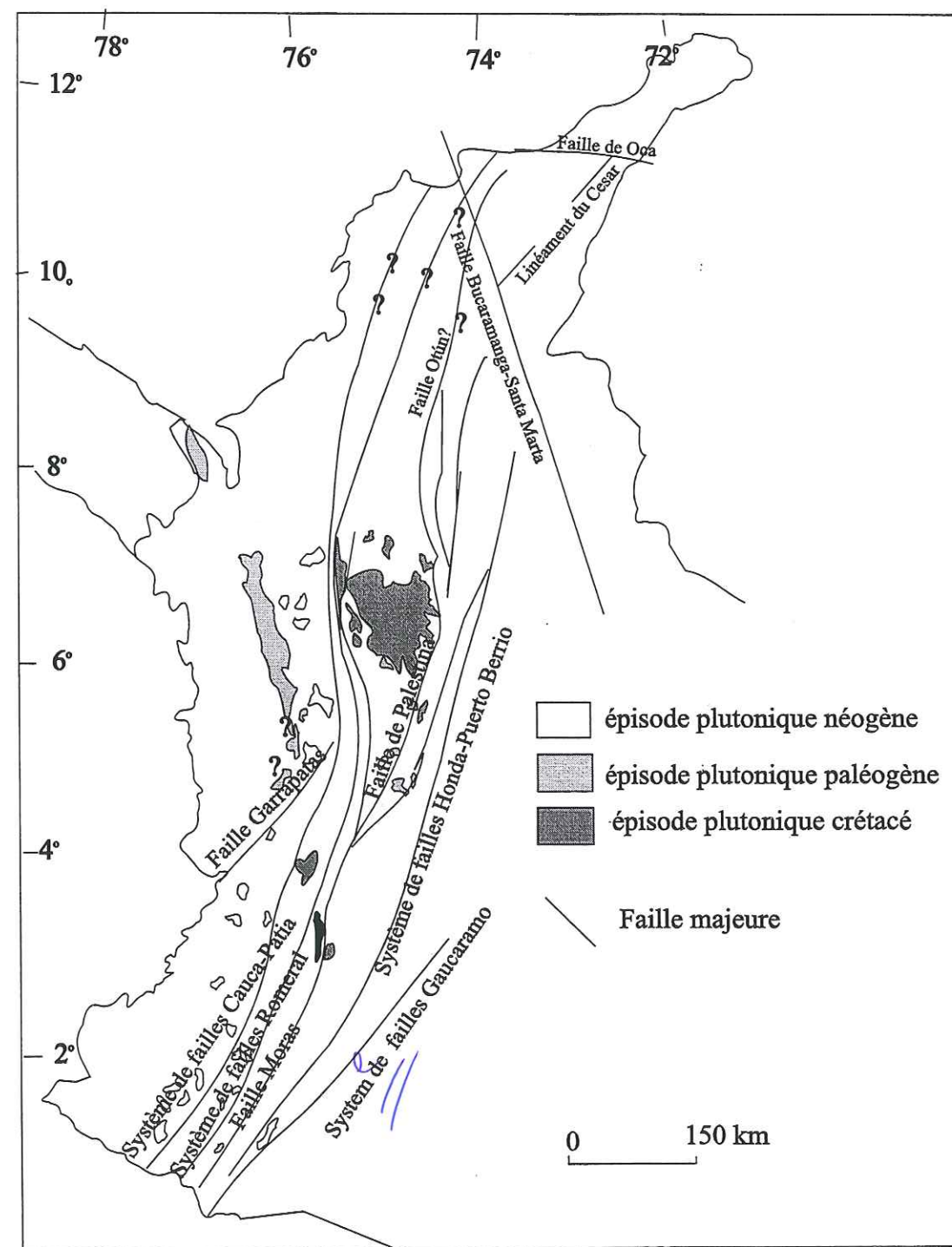


Figure 1-6: Accidents majeurs de la Colombie et épisodes plutoniques depuis le Crétacé, d'après Aspen et al., (1987).

Age	Phase	Produits
Depuis 20000 ans et pendant l'Holocène	Constructive	L'activité volcanique a recouvert le secteur, sur un rayon de 25 km, de cendres, lapillis et ponces. Leur épaisseur sur le versant Est atteint 2 m et sur le versant Ouest 4 m et jusqu'à 10 m dans le piedmont du Cauca.
Entre 0,4 et 0,1 Ma	Destructive	
Entre 0,4 et 0,05 Ma et possiblement 0,01 Ma	Constructive	Construction du massif sommital. Formation de dômes et cratères.
Pléistocène, entre 1,4 et 1 Ma et entre 0,8 et 0,6 Ma.	Constructive	Volcans andésitiques et dacitiques composites, coulées de laves fissurales.
Pliocène supérieur à Pléistocène inférieur	Destructive	Origine de la Formation Casabianca Herveo.
Pliocène	Constructive Premier massif volcanique calcoalcalin	Base de la chaîne volcanique dans le Paramo de Letras et le Paramo de Romeral, flux de lave fissurales, volcans-boucliers. Origine de la formation Mesa et de la formation Manizales.

Tableau 1-3 : Etapes morphogénétiques du massif volcanique Ruíz-Tolima, d'après Thouret (1988, 1989).

1.3.1 Les édifices volcaniques

Pour schématiser les caractéristiques des volcans du massif volcanique Ruiz-Tolima, nous considérons trois secteurs, du nord au sud: Cerro Bravo, zone du Ruíz-Santa Isabel-Cerro España, secteur du Quindio-Tolima-Machín. Les noms cités sont reportés dans la

Figure 1-5. Malgré les efforts faits après l'éruption du Nevado del Ruíz en 1985, la connaissance des ces volcans est encore très sommaire. Il existe quelques descriptions pétrographiques, peu d'analyses chimiques, peu de datations et une cartographie très incomplète des dépôts.

1.3.1.1 Secteur Cerro Bravo.

Selon CHEC (1983), les produits laviques appartiennent à la série calcoalcaline, avec une grande variation, qui va d'andésites pauvres en silice à des dacites très évoluées. Dans le diagramme $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$, on différencie deux séries évolutives selon la teneur en potassium. En général les roches avec une teneur peu élevée en potassium proviennent de la partie septentrionale, c'est-à-dire du Cerro Bravo. Les produits pyroclastiques sont rares sauf sur le Cerro Bravo.

Le Cerro Bravo.-est un strato-volcan andésitique. Le volcan moderne est construit sur une structure volcanique plus ancienne et il comporte deux caldeiras. La plus récente est occupée par un complexe de dômes (Monsalve et Núñez, 1992). Les laves post-caldeiras les plus anciennes ont des teneurs en SiO_2 autour de 53% et en MgO élevées, de 8,7% (CHEC, 1983). Les dômes sont plus acides, correspondant à des dacites porphyriques; une analyse chimique donnée par CHEC (1983) donne 60,1% de SiO_2 et 3,9% de MgO. L'activité éruptive de ce volcan est très explosive et a généré des retombées de pyroclastites, des flux pyroclastiques, des dômes et des coulées de lave. Comme pour les autres volcans du massif, les tephres ayant précédé la dernière glaciation sont mal connus. Herd (1982) a étudié l'activité des derniers 14000 ans.

1.3.1.2 Secteur Nevado del Ruiz-Santa Isabel.

Le volcan Nevado del Ruíz.- A cause de l'éruption de 1985 (Calvache, 1987, Calvache, 1990 entre autres), le Nevado del Ruiz est l'un des volcans les plus étudiés de la Colombie. Thouret *et al.* (1990) ont reconstruit son histoire et proposé de la diviser en périodes constructives et destructives. Le Ruíz d'origine, construit entre 1,8 et 1 Ma, a ensuite été affecté par un effondrement qui a donné naissance à une caldeira, entre 1,0 et 0,8 Ma. Le Ruíz ancien

correspondrait à la construction du strato-volcan par des coulées de lave en trois étapes, entre 0,8 et 0,2 Ma. La construction de la caldeira sommitale se situe entre 0,2 et 0,15 Ma. Le stade Ruíz correspond à l'emplacement de dômes de lave qui remplissent la caldeira sommitale et son activité actuelle devient de plus en plus explosive.

A la suite d'analyses chimiques et pétrologiques, Vatin-Pérignon *et al.* (1990) concluent que le magma qui est à l'origine du Ruíz est calcoalcalin, avec peu ou pas d'assimilation de croûte continentale et un enrichissement en grands ions lithophiles (LILE) Rb, Ba, Th, K et de valences élevées (HFSE) comme Zr et Hf, en terres rares légères et un appauvrissement du Ti et Tb. L'enrichissement en Rb, Zr, Hf et Zr, peut être expliqué par un changement dans la proportion des feldspaths. Celui en Zr, Hf et Nb dans les andésites acides pourrait être associé au zircon comme minéral accessoire. Les variations compositionnelles résulteraient d'un processus de cristallisation fractionnée continue d'un magma basaltique évoluant vers une composition dacitique. Pour les phases vitreuses, on trouve des valeurs entre 74 et 68 % de SiO₂.

Calvache (1990) a étudié les produits de l'éruption de 1985. Pendant l'éruption, une évolution des phases vitreuses, de plus siliceuses (teneurs entre 74,5 et 74,9 % de SiO₂) à moins siliceuses (d'ordre de 66%) est observée. Les produits ont une teneur élevée en K₂O, qui indique un fort degré d'évolution du magma pendant la cristallisation. La présence de ponces rubanées dans la phase finale de l'éruption est expliquée par Calvache (1990) comme une évidence de l'existence de magmas de différentes compositions à l'intérieur de la chambre magmatique. Pour Gourgaud et Thouret (1990), l'hétérogénéité des produits peut être considérée comme une évidence de l'ascension d'un magma basique à partir d'un réservoir dacitique. Sigurdsson *et al.* (1990) observent un seuil compositionnel dans les produits de l'éruption de 1985, avec une composition de la roche totale qui correspond à des andésites et à des dacites avec des teneurs moyennes élevées en potassium et SiO₂, entre 59 et 63%. La matrice vitreuse a des teneurs en SiO₂ variables, entre 68 et 71%. Ces seuils compositionnels s'expliqueraient par la présence d'une stratification de l'intérieur de la chambre magmatique avant l'éruption, avec un liquide dacitique en surface. Par contre, dans les inclusions fluides des cristaux ces auteurs trouvent un spectre compositionnel continu, de type andésite à dacite.

Le Nevado del Cisne-Morro Negro.-CHEC (1983), différencie le volcan du Cisne et un petit volcan voisin sous le terme de Complexe Volcanique Cisne-Cerro Negro, généralement trouvé dans la littérature sous l'appellation de Cisne. Selon la morphologie, le Morro Negro semble être le centre actif le plus récent. Il s'agit d'un ensemble de strato-volcans qui ont produit principalement des laves de composition andésitique.

Nevado de Santa Isabel.-C'est un ensemble de dômes et de dômes coulées sans cratère visible. Son activité a été de type effusif, avec des laves andésitiques qui ont formé des plateaux, datés entre 0,76 et 0,68 Ma (Thouret, 1985 in INGEOMINAS-CARDER, 1994), et des éruptions entre 7000 et 3600 a BP. L'ablation glaciaire peut être la cause de l'absence de produits pyroclastiques autour du volcan. Pétrographiquement, il s'agit de phénodacites ou de phénoandésites. Le Cerro España, situé au sud du Santa Isabel, est constitué par une caldeira occupée par des dômes. Les laves correspondent à des andésites porphyriques (CHEC, 1983). La formation du cratère a dû résulter d'éruptions explosives, mais près du cratère l'activité glaciaire a effacé toute trace d'éventuels dépôts pyroclastiques. Les dômes représentent l'histoire récente du Cerro España. Les laves associées à l'activité la plus récente sont des andésites peu différenciées avec une teneur en MgO élevée, de 4,6% et avec 60,4% de silice (CHEC, 1983). Ce sont des valeurs différentes de celles qu'on trouve dans le massif avec en moyenne 62,3% de silice et 3,6% de MgO.

Páramo de Santa Rosa.-Il s'agit d'un strato-volcan ancien du massif. L'activité glaciaire a éliminé les produits pyroclastiques, ce qui rend impossible de préciser le type d'activité qui a caractérisé ce volcan (CHEC, 1983). Les produits laviques correspondent à des andésites porphyriques.

1.3.1.3 Secteur Quindio-Tolima-Machin.

Les laves anciennes, tertiaires, correspondent à des andésites et les produits pyroclastiques sont absents dans le volcan Quindio à cause de l'activité glaciaire. Par contre les produits pyroclastiques associés au volcan Tolima pourraient correspondre à des

ignimbrites (CHEC, 1983). Les roches vont de phénoandésites basiques à des phénodacites. Les produits pyroclastiques du Machin sont des dacites et des rhyodacites.

Volcán Tólima.-C'est un édifice conique qui correspond à un strato-volcan composite avec plusieurs cratères sommitaux.

Volcan Quindio.-C'est un volcan dont la morphologie volcanique est masquée par l'érosion glaciaire.

Volcan Machín.-Volcan très explosif, rhyolitique. Il présente une dépression caldérique ouverte vers le sud-est, peuplée de dômes. Les éruptions ont dû être très explosives et de grand volumes (CHEC, 1983).

1.3.2 Tephrastratigraphie massif volcanique Ruiz-Tolima

Dans leur étude sur les changements paléoenvironnementaux et les stades glaciaires au cours des derniers 50000 ans dans la Cordillère Centrale de la Colombie, Thouret *et al.* (1995) identifient 16 séquences stratigraphiques avec au minimum entre 25 et 35 unités stratigraphiques. La corrélation stratigraphique des cendres est basée sur les minéraux lourds et des datations par ^{14}C . Les stades glaciaires, au minimum cinq pendant les derniers 50000 ans, ont éliminé toute évidence des tephres antérieurs. Le niveau maximal de descente des glaciers a été jusque vers 3100-2900 m d'altitude pendant le stade Río Recio inférieur à moyen (Thouret *et al.*, 1993). Dans le Tableau 1-4, nous schématisons les stades avec les unités de tephres définies par ces auteurs et par Thouret (1988).

Stades glaciaires (altitudes minimales des glaciers)	Unités de Tephres (sols)
Néoglaciale du Ruiz (4600-4300 m)	Unité I
Santa Isabel (4300-4150 m)	Unité II
Otún (4000-3800 m)	Unités III, IV, V et VI
Murillo (3300-3200 m)	Unités VII et VIII
Río Recio (3100-2900, m)	Unités I, X, XI et XII
> à 48000 et 53000 a BP	Unités XIII, XIV, XV, XVI et XVII

Tableau 1-4 : Stades glaciaires et unités de tephres du massif Ruiz-Tolima, d'après Thouret *et al.* (1993) et Thouret (1988).

Khury (1984), proposent une reconstitution de la paléocéologie des derniers 6000 ans dans le secteur de la Laguna del Otún-El Bosque et étudient les cendres volcaniques de 4 sondages effectués dans le Parque de los Nevados (réserve naturelle où se trouve le massif volcanique Ruiz-Tolima). Ils ont trouvé des différences marquées par l'absence ou la présence de clinopiroxènes, de micas ou des variations dans le pourcentage des amphiboles ou du verre. Un des problèmes signalés par ces auteurs pour la corrélation entre tephres par la composition minéralogique serait due à ce que d'une part, des cendres d'âges différents peuvent avoir des signatures minéralogiques difficiles à différencier et d'autre part au fait que tous les tephres ne sont pas représentés dans chaque coupe étudiée. A ceci peut s'ajouter la disparition locale de certains tephres par érosion. Ils estiment néanmoins qu'il existerait quatre générations de cendres volcaniques dans la zone d'étude: Les cendres de moins de 1000 ans sont présentes partout et bien reconnaissables. Les cendres avec des âges compris entre 2400 et 1800 ans sont observées seulement dans le Lac Supérieur de L'Otún. Un troisième groupe, entre 3200 et 2600 ans concerne des cendres essentiellement amphiboliques et le quatrième groupe sont des cendres entre 4500 et 3600 ans, période de grande activité volcanique dans le massif, qui a générée les lave de l'Otún et le dépôt des grandes quantités de lapillis dans tout le massif.

1.4 Datations

Nous avons indiqué dans les Tableaux 1-5 et 1-6, l'ensemble des datations isotopiques sur des roches effusives du massif Ruiz-Tolima et sur du matériel volcanique appartenant aux formations volcano-sédimentaires situées le long de la vallée du Magdalena. C'est à partir de ces données qu'a été reconstituée l'histoire du volcanisme colombien. Nos résultats (chapitres 3 et 4) seront discutés en partie par comparaison avec ces données. Nous donnons aussi, pour la même raison, une liste des datations effectuées sur les ignimbrites du sud de la Colombie dans le Tableau 1-7, puisqu'il est possible que des apports de cendres du sud de la Colombie soient arrivés dans les secteurs d'étude. Dans le Tableau 1-8, sont regroupées les datations radiocarbone.

1.5 Les secteurs d'étude

En dehors des zones volcaniques proprement dites, le volcanisme néogène a laissé des traces dans une grande partie du territoire colombien, sous forme de niveaux volcano-sédimentaires renfermant des tephres plus ou moins remaniés. Cinq secteurs ont été sélectionnés pour ce travail (Figure 1-7), dont deux étudiés en détail :

1. *Le secteur nord de la Cordillère centrale (Département d'Antioquia).*-Ce secteur est caractérisé par deux grandes familles de tephres. D'une part, un groupe "ancien", comprenant des niveaux volcano-sédimentaires d'âges compris depuis possiblement 10-8 Ma, âge assigné pour la Formation Combia par Jaramillo (1976) et allant jusqu'au Plio-Pléistocène. D'autre part, des cendres du Pléistocène supérieur à l'Holocène, qui recouvrent le paysage actuel (Hermelin, 1984, Toro et Hermelin, 1993). 22 localités ont été étudiées et 216 échantillonnées pour des mesures diverses.

2. *Le secteur de Pereira (Département de Risaralda).*-Il s'agit de tephres qui reposent sur la terrasse de Pereira, d'âge Pléistocène supérieur- Holocène. 24 localités étudiées et 186 échantillonnées.

Age (Ma)	Lat. N	Long. W	Alt. (m)	Localité	Matériel daté
4,3±0,4	5°07'	75°36'30"	900	Falan	Ponce dacitique F. Mesa.
3,5±0,4	5°09'30"	74°54'	500	Mariquita	Ponce dacitique F. Mesa.
2,3±0,1	4°53'	75°32'	2350	Potrerros (Santa Rosa de Cabal).	Paroi externe du Cerro Bravo
1,8±0,1	4°58'	75°18'	3200	Sifón Vallée Gualí	Coulée du Ruiz
1,4±0,25	4°48'	75°20'	3750	Totare (Peña Placer)	Lave Paramo Santa Rosa.
1,25±0,1	4°59'	75°24'	3280	Termales	Lave basale du Ruiz
1,2±0,2	5°02'	75°26'	2360	El Tesoro	Lave andésitique Ruiz
1,2±0,08	5°03'	75°30'	1900	Manizales (alto la Cruz)	Fissure éruptive Villa María.
1,05±0,08	5°01'	75°22'	3250	Peña Margarita	Lave andésitique Ruiz
1,0±0,15	4°52'	75°00'30"	1000	Libano (Río Recio)	Lave basale du Ruiz
0,97±0,07	4°54'	75°16'	2900	Gualí- Bosque	Unité basale du Ruiz
0,92±0,06	5°06'	75°20'	3200	Laureles Vallée Perrillos	Lave basique Santa Isabel.
0,76±0,03	4°44'30"	75°19'	3000	Vallée Totarito	Lave basique Santa Isabel.
0,68±0,15	4°40'	75°18'	4000	Vallée Totarito	Lave basique Santa Isabel.
0,5±0,07	4°48'30"	75°27'30"	4500	Pico Paramo de Santa Rosa	Lave andésitique du Ruiz
0,3±0,04	4°44'	75°24'30"	4200	Peña Pérez (Quindío)	Dôme coulée du Quindío.
0,2±0,15	4°53'	75° 25'	3300	Vallée du Claro	Lave andésitique Ruiz
0,19±0,07	4°56'30"	75° 28'	2200	La Laguna (Río Claro)	Ignimbrite caldeira Ruiz
0,16±0,07	4°54'30"	75°13'	3350	Vallée Totarito (Peña Placer)	Lave autobréchiée Quindío.

Tableau 1-5 : datations K/Ar de roches volcaniques du massif de Ruiz-Tolima de Cantagrel, cité par Thouret, 1988 (page 237)

Age Ma	Référence	Minéral daté	Source
9,4±1	a	Plagioclase	Brèche conglomératique Ibagué (contamination possible)
8,5±0,4	a	Biotite	Lave Formation Gigante
5,5±0,5	a	Plagioclase	Clast du conglomérat de Gauli
4,3±0,3	a	Plagioclase	Clast ponceux Lérída
3,7±0,2	a	Biotite	Brèche, bassin du Paez, 80 m au-dessus du niveau actuel de la rivière.
2,6±0,9	a	Hornblende	Conglomérat du Gauli
1,8±0,2	a	Plagioclase	Bloc bassin du Paez
1,3±0,2	a	Biotite	Bloc Gualanday, dépôts du Guali, plus jeunes que ceux de Paez et d'Espinal.
1,1±0,1	a	Plagioclase	Bloc conglomérat de Lérída, partie supérieure.
0,6±0,1	a	Biotite	Bloc Tarqui près de Neiva.
15,8±0,6	b	Hornblende	Conglomérat Páez/Magdalena. Formation Honda
14,3±0,5	b	Hornblende	Conglomérat Páez/Magdalena. Formation Honda
12,7±5,3	b	Zircons	Formation Honda
7,9±0,1	b	Biotite	Quebrada Guadinosita. Formation Gigante.
7,7±0,3	b	Biotite	Quebrada Guadinosita. Formation Gigante.
6,7±0,9		Zircon	
7,0±0,1	b	Hornblende	Quebrada Guadinosita. Formation Gigante.
8,3±0,8	b	Biotite	Quebrada La Honda. Formation Gigante.
7,2±0,2	b	Biotite	Quebrada La Honda. Formation Gigante.
6,6±0,4	b	Biotite	Quebrada La Honda. Formation Gigante.
7,5±0,2	b	Biotite	La Laguna. Formation Gigante.
5,1±1,8		Zircon	
6,4±2,4	b	Zircon	Formation Gigante.
7,2±0,2	b	Biotite	Quebrada Jagualito. Formation Gigante.
7,6±0,1	b	Biotite	Quebrada Las Palmas. Formation Gigante.

Tableau 1-6 : Datations radiométriques K/Ar et TF données par Van den Houten (1976) (a) et Van der Weil (1991) (b).

Age	Référence	Matériel daté (méthode)	Source
3,3±0,2	a	Biotite (K/Ar)	El Carmen (Oporapa). Ignimbrite de la Formation Guacallo
2,6±0,3	a	Biotite (K/Ar)	El Carmen (Oporapa). Ignimbrite de la Formation Guacallo
2,3±0,4		Zircon (TF)	
2,4±0,2	a	Biotite (K/Ar)	La Laguna S. de Bordonos. Ignimbrite de la Formation Guacallo
2,5±0,2	a	Biotite (K/Ar)	Guacallo. Ignimbrite de la Formation Guacallo
2,8±0,2	a	Biotite (K/Ar)	Candelaria Bellavista. Ignimbrite de la Formation Guacallo
2,1±0,4		Zircon (TF)	
2,9±0,2	a	Biotite (K/Ar)	Belén. Ignimbrite de la Formation Guacallo
2,3±0,4		Zircon (TF)	
2,3±0,2	a	Biotite (K/Ar)	Río Loro, La Argentina. Ignimbrite de la Formation Guacallo
2,8±0,2	a	Biotite (K/Ar)	Tarqui. Ignimbrite de la Foraton Guacallo
7,1±0,3	b	Biotite (K/Ar)	Ignimbrite de la Foraton Guacallo
3,7±0,2	b	Biotite (K/Ar)	Tarqui. Ignimbrite de la Foraton Guacallo
3,54±0,07	c	Obsidienne (Age plateau TF)	Río Hondo
4,27±0,14	d		
4,12±0,13	d	Obsidienne (Age plateau TF)	Calite (La Balsa)
3,46±0,12	e	Obsidienne (Age plateau TF)	Río Granates
3,74±0,10			

Tableau 1-7 : Datations des ignimbrites du sud de la Colombie. (a) Van der Weil (1991). (b) Kroonenberg *et al.* (1982)

et Murcia et Pichler (1986) *in* Van der Weil (1991). (c) Dorigel *et al.* (1997). (d) Labrin (com. pers). (e) Solacroup (1998).

No	Age (ans)	±1σ	Localité	Référence
1	600	130	Ruiz dest. alfombrables	Thouret, 1988
2	620	75	Guasca 7	Guillet et Faivre, 1981
3	780	90	Ruiz dest. alfombrables	Thouret, 1988
4	840	75	Guasca 7	Guillet et Faivre, 1981
5	840	60	Ruiz dest. alfombrables	Thouret, 1988
6	1275	50	Ruiz dest. La Olleta	Thouret, 1988
7	1849	50		Andre, 1825
8	1930	60	Ruiz dest. La Olleta	Thouret, 1988
9	2350	210	Rionegro	Ce travail
10	2410	60	Première sol sur moraine Otún récent	Thouret, 1988
11	2480	100	Ruiz dest. ALto la Piramide	Thouret, 1988
12	2580	130	Andosol sur moraine Otún récent	Thouret, 1988
13	2600	50	Ruiz dest. ALto la Piramide	Thouret, 1988
14	2735	30	Ruiz dest. ALto la Piramide	Thouret, 1988
15	2775	55	Première sol moraine Otún récent	Thouret, 1988
16	2800	80	SANTA ISABEL	Simkinty, 1994
17	2930	80	Guasca 7	Guillet et Faivre, 1981
18	3060	80	Guasca 8	Guillet et Faivre, 1981
19	3100	70	Ruiz dest. ALto la Piramide	Thouret, 1988
20	3285	50	Ruiz dest. la Hedionda	Thouret, 1988
21	3500	55	Morraine Otún recent	Thouret, 1988
22	3620	70	V. tolima	Thouret, 1988
23	4430	85	Guasca 7	Guillet et Faivre, 1981
24	4635	85	Guasca 2	Guillet et Faivre, 1981
25	4750	110	Ruiz dest. la hedionda	Thouret, 1988
26	5130	40	Ruiz dest. La Lisa	Thouret, 1988
27	5550	50	Ruiz dest. Las Brisas	Thouret, 1988
28	5710	80	Quebrada Africa (Cerro bravo y Machín posible)	Thouret, 1988
29	5750	100	Paleosol Lac Otún	Kuhry et Salomons, 1983
30	6030	100	Cerro Bravo y posible Macín.	Thouret, 1988
31	6050	100	V. Tolima	Thouret et van der Hammen, 1983
32	6160	100	Andosol Moraine Otún Recent	Thouret, 1988
33	6205	45	Ruiz dest. las brisas (profil la Cachucha)	Thouret, 1988
34	6245	45	Ruiz dest. la Cachucha	Thouret, 1988
35	6520	95	Guatavita	Guillet et Faivre, 1981
36	6605	95	Guasca 7	Guillet et Faivre, 1981
37	7610	95	Guatavita	Guillet et Faivre, 1981
38	7260	70	Quebrada el Africa	Thouret, 1988 (±160BP)
39	7440	70	V. Tolima	Thouret et van der Hammen, 1983
40	7440	70	Morraine Otún	Thouret, 1988
41	8250	250	Laguna del Otun	Toro et Hermelin, 1992
42	8630	50	Ruiz dest. la Cachucha (San Antonio en Thouret, 1988)	Thouret, 1988
43	8690	200	Laguna Verde	Thouret, 1988
44	8775	50	El arbolito	Thouret, 1988
45	8750	50	Cabaña Río Lagunillas	Thouret, 1988
46	8960	140	Alto el loro	Thouret, 1988
47	10520	90	Ruiz dest. la Cachucha El Billar en Thouret, 1988	Thouret, 1988
48	10560	100	Guasca 8	Guillet et Faivre, 1981
49	10700	370	San Felix (54-91 cm)	Hemelin, 1987
50	10800	60	Massif Ruiz-Tolima	Thouret, 1988
51	10830	550	Q. La Mosca, Rionegro	Page, 1981
52	10930	65	Pereira,	Ce travail
53	11490	70	Massif Ruiz Tolima	Thouret, 1988
54	11500	100	V. Tolima	Thouret et van der Hammen, 1983?
55	11670	80	Pereira	Ce travail
56	11910	70	Basse de la tourbe el Billar	Thouret, 1988
57	12070	135	Guasca 7	Guillet et Faivre, 1981
58	12320	70	Massif Ruiz-Tolima	Thouret, 1988
59	12360	100	Tourbe Romerales	Thouret, 1988
60	12410	70	Morraine lateral del Otún	Thouret, 1988
61	12430	70	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993
62	12920	120	Guasca 7	Guillet et Faivre, 1981
63	13020	60	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993
64	13360	70	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993

No	Age (ans)	±1σ	Localité	Référence
65	13780	60	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993
66	13880	320	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993
67	14635	95	Pereira	Ce travail
68	15200	140	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993
69	16220	80	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993
70	16945	280	Guasca 8	Guillet et Faivre, 1981
71	18350	240	LLano de Ovejas (base de cenizas)	USGS
72	19450	635	Neusa (cerca a Zipaquira)	Fölster et Hetsch, 1978
73	19700	280	Guasca 7	Guillet et Faivre, 1981
74	20290	520	Mesopotamia (46-51cm)	Hermelin, 1987
75	21900	820	Neusa (5/1)	Fölster et Hetsch, 1978
76	23750	2700	Bogota, 13(Mosquera-La Mesa)	Fölster et Hetsch, 1978
77	23750	1000	Neusa (cerca a Zipaquira) Bogotá 13/7	Fölster et Hetsch, 1978
78	27800	1000	Amame	Folster, 1981
79	28000	1900	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993
80	28000	1700	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993
81	28900	1000	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993
82	30000	2000	Las Palmas	Ce travail
83	30100	2700	Bogota, 13/ 12(Mosquera-La Mesa)	Fölster et Hetsch, 1978
84	32300	450	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993
85	<33000		Sevilla 1	Folster, 1981
86	33760		Barragan	Folster, 1981, Fölster <i>et al.</i> 1977
87	37000		Caramanta	Hermelin, 1987
88	37450		Neusa 2 (Zipaquira)	Folster, 1981
89	38300	3500	LLanos de Cuiva	CPB
90	>40000		Santa Rosa de Cabal	Toro y Hermelin, 1992
91	>42000		Retén Pereira-Armenia	Ce travail
92	43600	2000	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993
93	48700	2000	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993
94	53000	70	Massif Ruiz-Tolima	Thouret et al 1993

Tableau 1-8 : Compilation des datations au radiocarbone pour les formations volcaniques au nord du 5ème degré de latitude nord. En noir : datations dans ce travail.

Dans les trois autres secteurs : Cordillère Occidentale, Plateau de Bogotá et sud du massif de Ruiz-Tólima, seules quelques datations exploratoires par traces de fission ont été effectués.

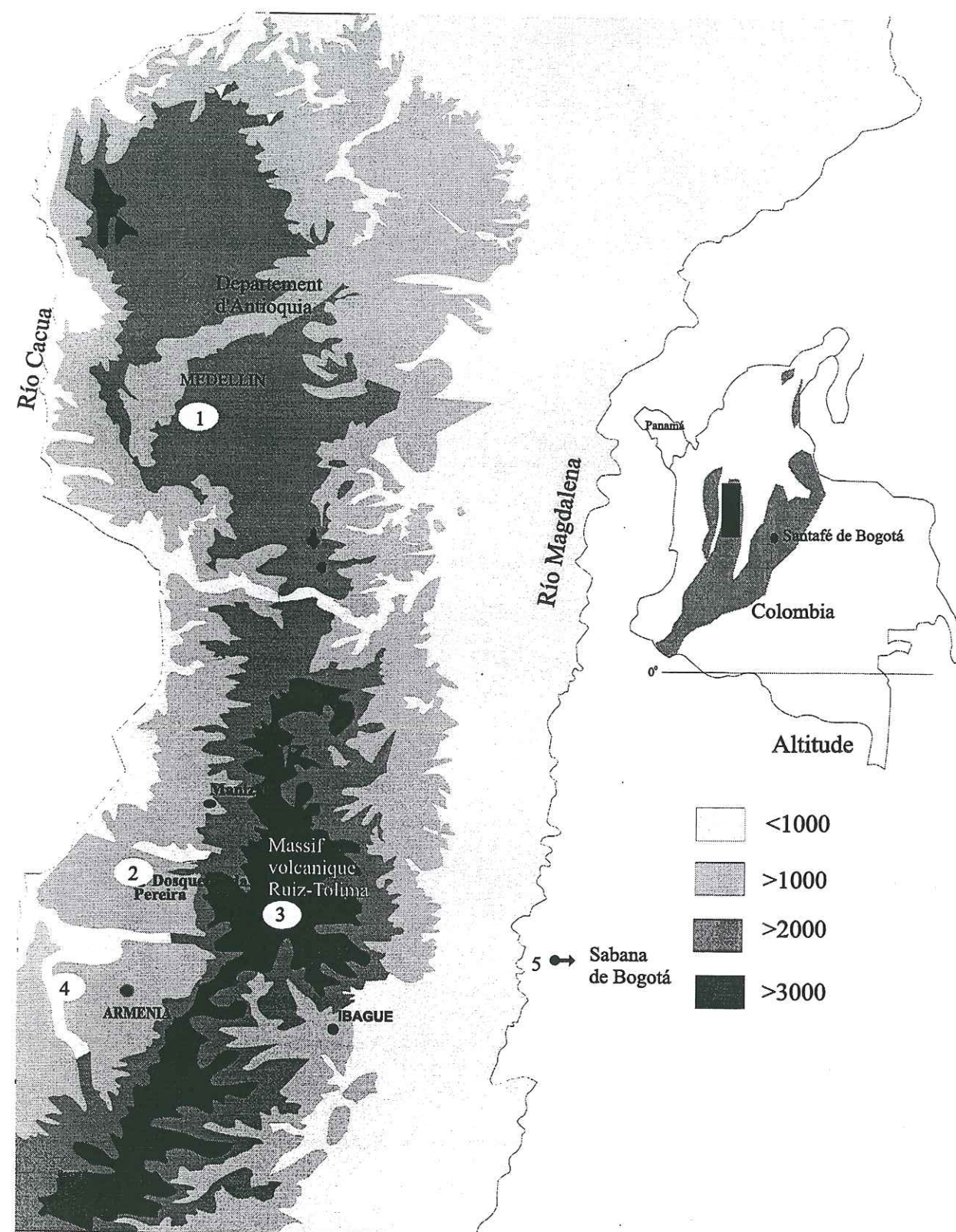


Figure 1-7 : Localisation des secteurs d'étude. La position de la carte de la Cordillère Centrale est indiqué par le rectangle noir dans le schéma de droite. Le secteur 5, à l'ouest de la Cordillère est répertorié dans la Figure 1-2.

1.6 Méthode d'étude

Les travaux ont porté à la fois sur la caractérisation des dépôts *in situ* et l'étude d'échantillons sélectionnés au laboratoire.

Sur le terrain

Dans chaque secteur, une série de coupes dans les formations superficielles ont été choisies pour une description stratigraphique détaillée et la recherche de niveaux volcano-sédimentaires. Les coupes ont été échantillonnées en de nombreux niveaux afin de rechercher la présence d'éléments volcaniques à caractériser au laboratoire, et pour les niveaux les plus récents, pour rechercher des restes organiques potentiellement datables par ^{14}C .

Au laboratoire

Dans un premier temps, les minéraux lourds sont séparés soit par densité, en utilisant du bromoforme (densité 2,8) et séparation de la fraction 75-150 μm , quand il s'agit du montage de plaques pour l'étude des minéraux lourds, soit par passage à la batée pour la concentration des minéraux à dater (zircons).

Les niveaux volcaniques et volcano-détritiques sont caractérisés par détermination des minéraux lourds sur 250 grains (Toro et Hermelin, 1989, 1991, 1993). Bien que cette phase d'étude nous ait permis de définir des unités stratigraphiques d'étendue régionale, des corrélations détaillées n'ont pu être établies sur la base de la composition en minéraux lourds uniquement. En effet, leurs pourcentages varient déjà du fait de processus primaires, pendant l'éruption volcanique puis par fractionnement pendant le transport éolien (Fisher et Schmincke, 1984). Par ailleurs, des éruptions d'âges différents peuvent donner lieu à des signatures minéralogiques difficiles à différencier (Khury, 1984). Enfin, de nombreux niveaux volcano-sédimentaires sont constitués de tephres plus ou moins remaniés et mélangés.

Une partie des niveaux identifiés comme contenant du matériel volcanique renfermaient des zircons. La datation par traces de fission permet en général de dater les zircons lorsque leur âge est $\sim >$ à 0,5 Ma. Nous avons ainsi pu utiliser cette méthode de

caractérisation dans certains niveaux volcano-sédimentaires des secteurs 1, 3 et 5. Si des zircons "anciens" peuvent se trouver repris dans des formations actuelles, en revanche, un zircon ne peut être d'âge inférieur à celui du niveau sédimentaire dans lequel il se trouve.

L'âge traces de fission d'un zircon fixe donc une limite supérieure à celui du niveau dans lequel il se trouve.

Une autre méthode intéressante pour les tephres d'au moins quelques milliers d'années est celle de la datation par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, qui permet aussi des datations grain par grain, indispensables pour des formations détritiques remaniant souvent à la fois du matériel de socle et de plusieurs tephres primaires (Gansecki *et al.*, 1998). Le degré d'altération et la granulométrie des minéraux disponibles rendaient défavorables une utilisation systématique de cette approche, qui n'a donc pas été suivie.

Dans les niveaux de tephres les plus récents, la datation par carbone 14 a été appliquée chaque fois que des restes organiques dans des paléosols ont été trouvés. Les datations ont été effectuées soit selon l'approche conventionnelle (comptages radioactifs), soit, pour les échantillons de faible masse, par spectrométrie de masse à haute énergie (comptage d'ions).

La datation des tephres ne permet pas à elle seule de corréler des tephres entre eux à une échelle régionale, surtout si l'on a affaire, ce qui est souvent le cas, à des niveaux volcano-sédimentaires remaniés. Nous avons donc tenté d'utiliser l'approche classique par la composition chimique des esquilles de verre. En effet, si on considère:

- (i) que la composition chimique de ces esquilles est typique d'un magma -d'une eruption- et que
- (ii) cette composition est spécifique d'une éruption donnée, on peut établir des corrélations à distance entre tephres et éventuellement tephres et volcans. Voir par exemple, Smith et Westgate (1969), Westgate et Gorton (1981), Froggatt(1983), Lowe (1988), Pickford *et al.*, (1991), Shane et Froggatt (1994).

Nous avons donc tenté, chaque fois que des esquilles de verre étaient observées, de procéder à ce type de caractérisation. Malheureusement, en climat tropical humide, ces esquilles sont rapidement altérées et dissoutes. Nous avons donc cherché à travailler sur des verres bien préservés, comme des reliquats magmatiques trouvés en inclusion dans des quartz

volcaniques. Des mesures ont été effectuées à la microsonde électronique et en ICP-MS. Les résultats n'ont pas été concluants et cette approche a donc rapidement été abandonnée.

Chapitre 2

La datation par traces de fission

La méthode de datation par les traces de fission de l'uranium a été proposée en 1963 par Price et Walker. Dès l'année suivante, Fleischer et Price (1964a) montrèrent qu'elle s'appliquait aux zircons. Très rapidement, des études de stabilité thermique devaient montrer qu'à la température ordinaire les traces de fission dans les zircons étaient stables (Fleischer et Price, 1964; Fleischer *et al.*, 1965a). Les études récentes suggèrent qu'elles seraient totalement stables jusqu'à des températures d'au moins $\sim 200^{\circ}\text{C}$ Tagami *et al.*, 1998, pour des durées de chauffage de l'ordre de 1-10 Ma. Le zircon apparaît donc comme un minéral privilégié pour la datation des roches volcaniques récentes n'ayant jamais été réchauffées au-delà de cette température depuis leur émission. Contrairement aux verres volcaniques (voir par exemple Storzer et Wagner, 1969; Storzer et Poupeau, 1973), l'âge apparent des zircons volcaniques n'aura donc besoin d'aucune correction tenant compte d'un effacement partiel. Il datera directement le refroidissement post-éruptif.

Les premières datations par traces de fission de zircons volcaniques sont celles de Fleisher *et al.* (1964a) et Carbonnel et Poupeau (1969) sur des zircons de basaltes.

La présence fréquente de zircons dans les tephres en a fait des minéraux de choix pour la datation de ces matériaux depuis les années 70 (voir par exemple Naeser *et al.*, 1973; Seward, 1979). Dans ce chapitre, on rappellera les principes généraux de la datation par traces de fission, ses spécificités lorsqu'elle est appliquée aux zircons des tephres et en troisième lieu on donnera notre approche expérimentale et de traitement des données.

2.1 L'observation des traces de fission

La méthode de datation par traces de fission est basée sur la fission spontanée de ^{238}U , au cours de laquelle un atome d'uranium se divise en deux atomes-fils ou *fragments de fission*. Ces atomes, fortement ionisés, sont éjectés selon des directions opposées en se partageant sous forme d'énergie cinétique la plus grande partie de l'énergie, d'environ 200 MeV, dégagée par la fission. Les fragments de fission interagissent avec le milieu ambiant au cours de leur

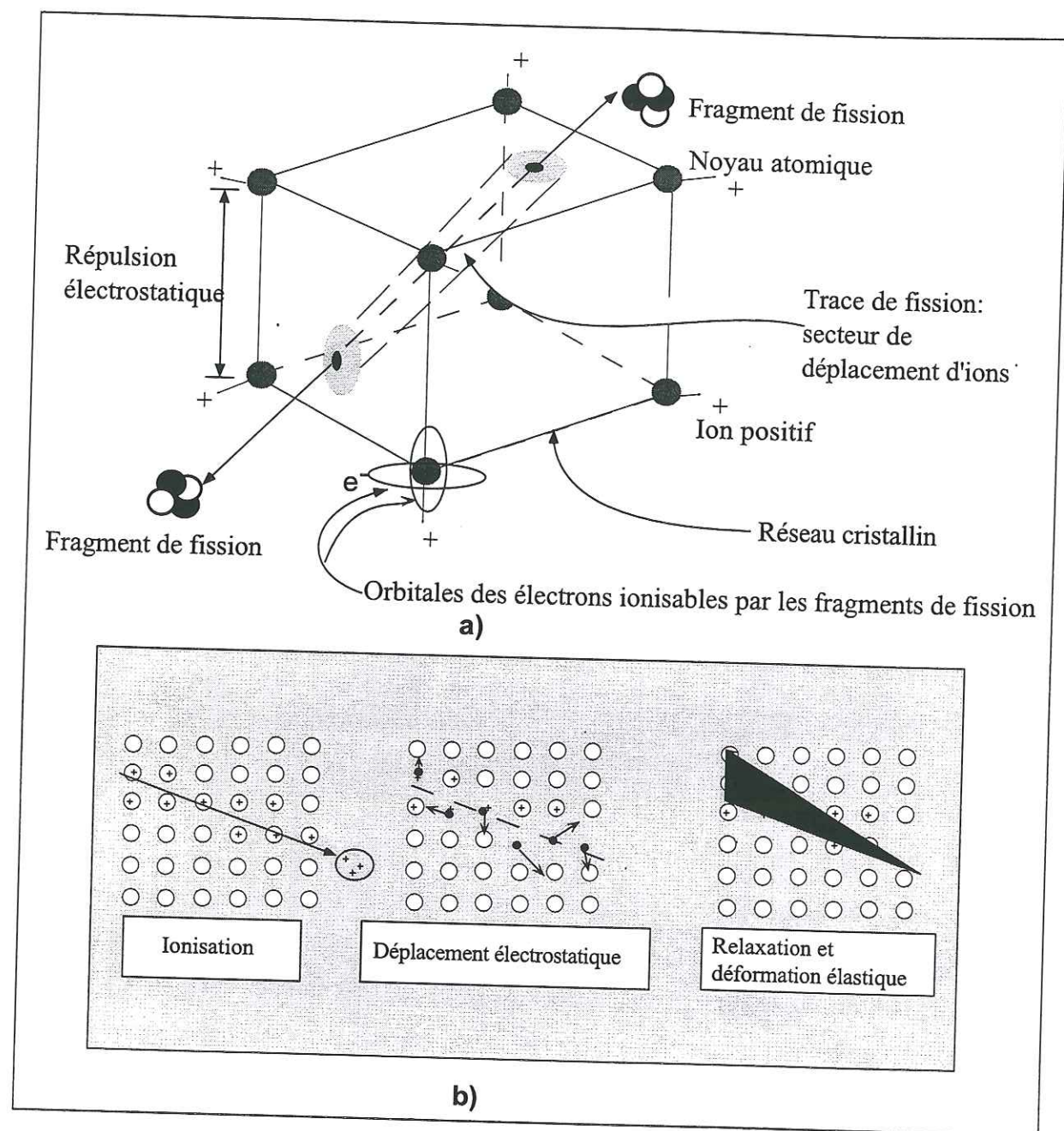


Figure 2-1 : Modèle de "pic d'explosion ionique" qui explique la formation des traces latentes dans un solide diélectrique. **a)** Schéma du modèle d'explosion ionique en trois dimensions, pour la formation d'une trace. Modifié d'après Walter (1989). **b)** Lors de son passage, un fragment de fission chargé positivement ionise les atomes qui se trouvent le long de son parcours. Un déplacement d'origine électrostatique en résulte, qui provoque une désorganisation du réseau cristallin. Ce dernier se réorganise de manière élastique et la zone perturbée formée est appelée "trace latente". Les traces latentes sont observables en microscopie électronique par transmission. (D'après Fleischer *et al.*, 1975; in Sabil, 1995).

recul. Dans un minéral, ils produisent ainsi un dommage linéaire dans le réseau cristallin, appelé *trace latente*. Silk et Barnes avaient découvert cet effet en 1959. Ce dommage, dont la zone la plus perturbée a un diamètre $<100 \text{ \AA}$ et une longueur variant d'environ 15 à 25 μm selon le minéral considéré, a été interprété dans un modèle de *pic d'explosion ionique*, comme le résultat de déplacements atomiques, du fait d'ionisations multiples (Fleischer *et al.*, 1965b, Figure 2-1). Plus de 30 ans après cette interprétation, il n'existe pas encore de modèle capable de décrire précisément le mode de formation d'une trace (voir par exemple Durrani et Bull, 1985, Wagner et van den Haute, 1992).

L'uranium 238 est la seule source donnant lieu à des traces nucléaires. Toutes les autres sont négligeables (Price et Walker, 1963b. C'est ce qui a permis à ces auteurs de proposer leur méthode de datation par TF.

Dès 1962, Price et Walker se sont rendus compte qu'avec une attaque chimique les traces générées par la fission dans les minéraux pouvaient être observées avec un microscope optique. La Planche I montre des traces de fission dans quelques types de minéraux et un verre volcanique. On observe des variations morphologiques dues aux variations du rapport V_G/V_T , où V_G et V_T sont respectivement les vitesses de dissolution du matériel sain et le long de la trace (Figure 2-2, Masumoto, 1992).

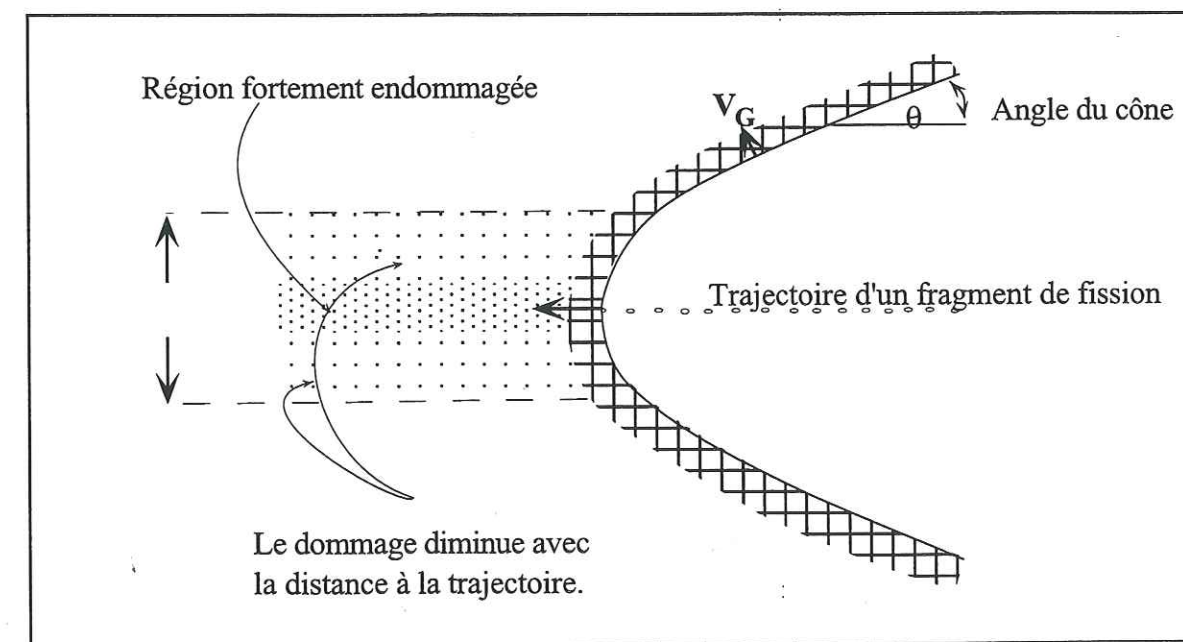


Figure 2-2 : Modèle d'attaque d'une trace de fission à l'échelle sub-microscopique. (Modifié d'après Henke et Benton, 1971, in Masumoto, 1992). V_G et V_T sont respectivement les taux de dissolution du matériel sain et endommagé par le passage de la particule.

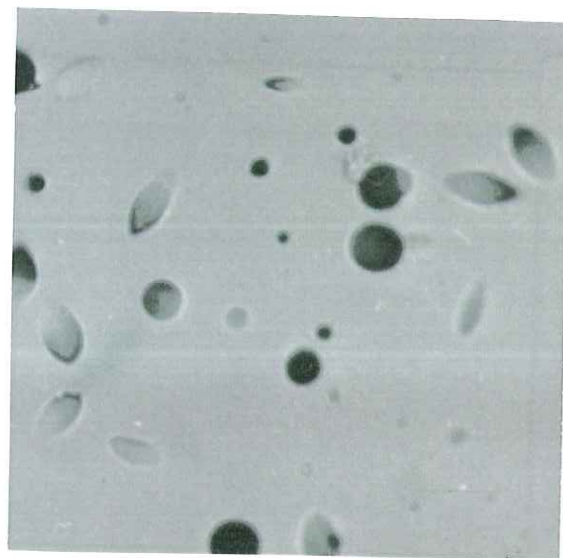


Photo 1 : Les traces de fission dans le verre présentent une forme circulaire à elliptique, en fonction de leur orientation par rapport à la surface d'observation.

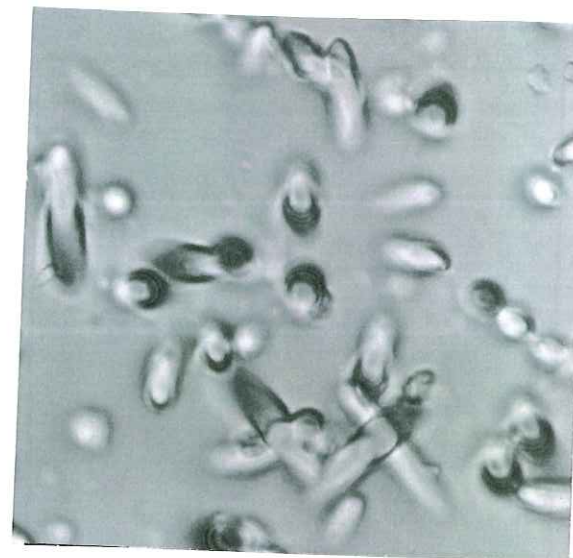


Photo 2 : Les traces de fission dans le kapton présentent une morphologie circulaire à elliptique.

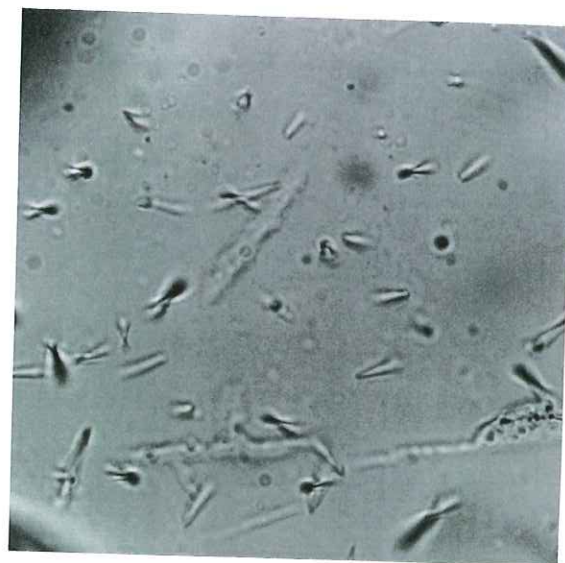


Photo 3 : Traces de fission dans les apatites (plan parallèle à c).

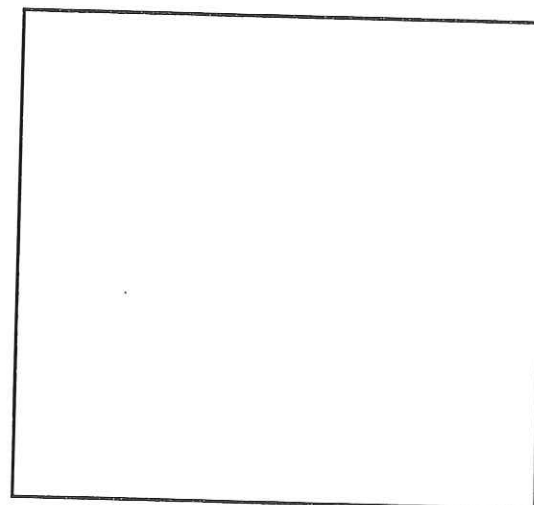


Photo 4 : Traces de fission dans le zircon (plan parallèle à c).

Planche I: Microphotographies illustrant les morphologies des traces de fission dans quelques types de détecteur.

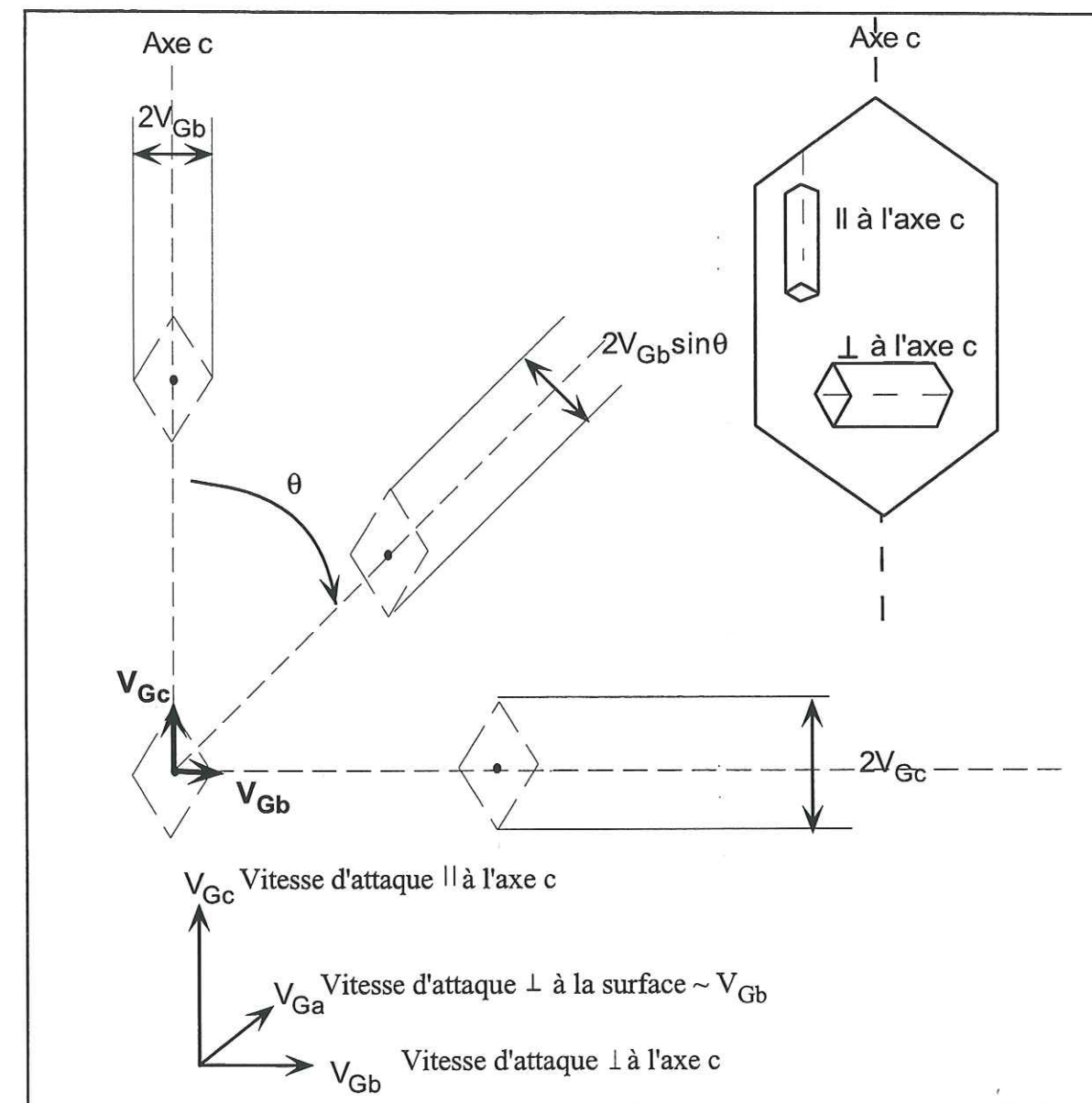
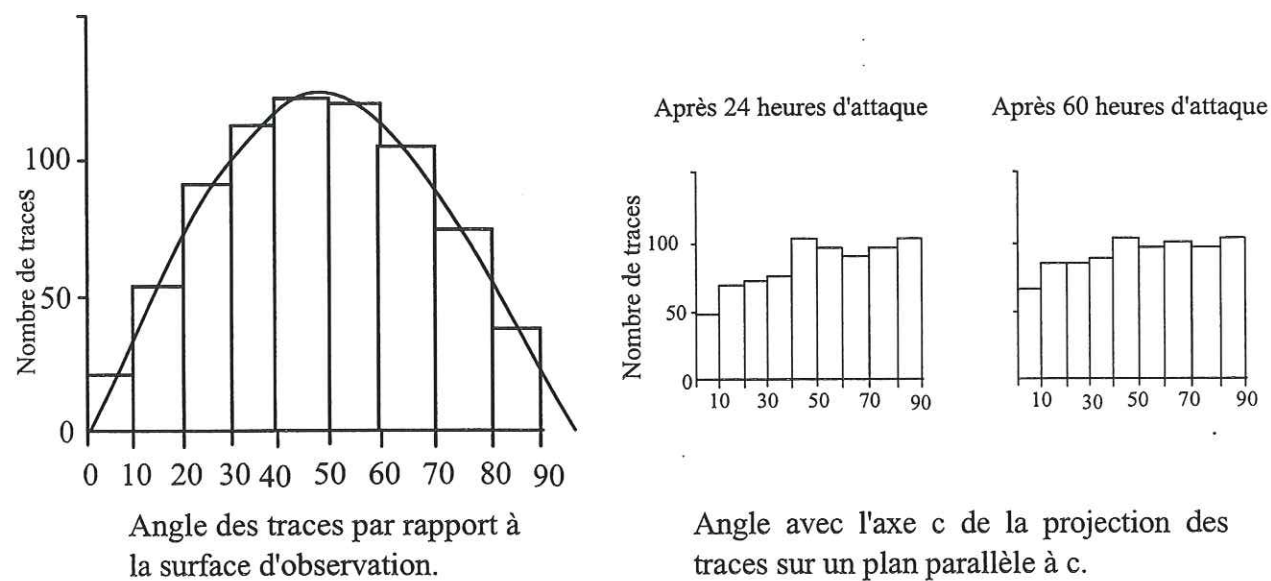


Figure 2-3 : Diagramme montrant la forme de la section d'une trace dans le zircon révélée sur un plan parallèle à l'axe cristallographique c, selon l'angle avec l'axe c. (Modifié, d'après Masumoto, 1992). θ , angle de la projection d'une trace sur le plan d'observation.

Dans les zircons, on observe que les traces sont plus fines dans une direction parallèle à l'axe cristallographique c. Perpendiculairement à cet axe, l'angle d'ouverture de la trace est nettement plus ouvert. Cela est dû à une vitesse de dissolution plus grande selon la direction parallèle à l'axe c (Figure 2-3). L'anisotropie cristalline du zircon se manifeste aussi dans la dynamique de la révélation des traces. Ainsi, lorsqu'on attaque les traces dans un bain eutectique NaOH-KOH à 220°C, les traces perpendiculaires à c se révèlent les premières. Dans l'exemple présenté par la Figure 2-4, alors que les premières traces sont révélées en 24

heures, il faut attendre 60 heures pour une révélation complète, isotrope, dans le plan considéré. A ce moment-là, on atteint la densité maximum révélabile des traces. Le nombre d'heures pour atteindre une distribution angulaire uniforme est variable selon les zircons et constitue le critère d'évaluation qui permet de décider si le temps d'attaque est optimal (Zhai et Zhao, 1992).



Distribution du nombre de traces selon l'angle d'inclinaison de la trace par rapport à la surface du cristal, d'après Masumoto (1992). L'anisotropie se conserve avec le temps d'attaque.

Distribution azimuthale du nombre de traces d'une surface par rapport à l'axe cristallographique c. L'anisotropie diminue avec le temps d'attaque. D'après Masumoto (1992).

Figure 2-4 : Distribution du nombre de traces de fission dans une surface du cristal. (Modifié d'après Masumoto, 1992).

Dans ces exemples comme dans notre travail, c'est toujours dans un plan parallèle à c que les traces sont révélées.

Lorsque les traces sont bien révélées, selon toutes les orientations cristallographiques possibles, on observe qu'il n'y a pas d'anisotropie non plus dans les longueurs révélées (Masumoto, 1992).

2.2 L'équation d'âge de la datation par traces de fission

Dans les minéraux comme ceux de la Planche I, le nombre de traces de fission spontanée (*traces fossiles*) dépend à la fois de la teneur en uranium et du temps d'accumulation de ces traces. On appellera celui-ci l'âge trace de fission du minéral. Il est possible de déterminer cet âge si l'on sait déterminer la teneur en ^{238}U . On peut atteindre cette dernière par une irradiation en réacteur nucléaire, dans un flux de neutrons thermiques, dont la capture par les atomes de ^{235}U engendre une fission dite *induite*, dont il est possible révéler les traces de la même façon que pour celles de la fission ^{238}U . Sachant que le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est une constante on peut en déduire la teneur en ^{238}U . Le nombre de traces de fission induite dépend de la teneur en ^{235}U et de la fluence neutronique (neutrons/cm²) utilisée.

La forme complète de l'équation d'âge s'exprime alors, selon Fleischer *et al.* (1975) :

$$t = \lambda_D^{-1} \ln[1 + g(\lambda_D/\lambda_F) \phi \sigma I (\rho_s/\rho_i)], \quad (1)$$

où

t = Age traces de fission du minéral (Ma).

λ_D = Constante de désintégration totale de ^{238}U (ans⁻¹).

ϕ = Fluence de neutrons thermiques (neutrons/cm²).

I = Rapport isotopique $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$

σ = Section efficace de capture d'un neutron thermique par ^{235}U

ρ_s/ρ_i = Rapport des densités des traces spontanées et induites (traces/cm²).

λ_F = Constante de désintégration par fission spontanée de ^{238}U (ans⁻¹).

g = Facteur géométrique, dont la valeur dépend de la technique de datation utilisée.

Pour des âges inférieurs à 10^8 ans, l'équation (1) prend, en raison de la faible valeur de λ_F ($\sim 10^{-17}$ ans⁻¹), la forme linéaire:

$$t = g(\rho_s/\rho_i)(\sigma I \phi / \lambda_F) \quad (2)$$

La mesure de la fluence neutronique ϕ est délicate à réaliser. On utilise donc une forme différente de l'équation d'âge, en introduisant un paramètre "zêta" et une procédure expérimentale évitant la mesure formelle de la fluence. La procédure zêta, proposée par Fleischer et Hart (1972)

et mise en application par Hurford et Green (1982), consiste d'une part à définir un paramètre zêta (ζ) selon:

$$\zeta = \phi \sigma I / \lambda_f \quad (3)$$

D'autre part, pour le *monitoring* de la fluence neutronique ϕ , on utilisera des verres-étalons de teneurs connues en uranium, irradiés systématiquement avec le matériau à dater (Figure 2-5). Les densités de traces de fission induites dans ces moniteurs, ρ_d , seront calculées par

$$\phi = B \rho_d \quad (4)$$

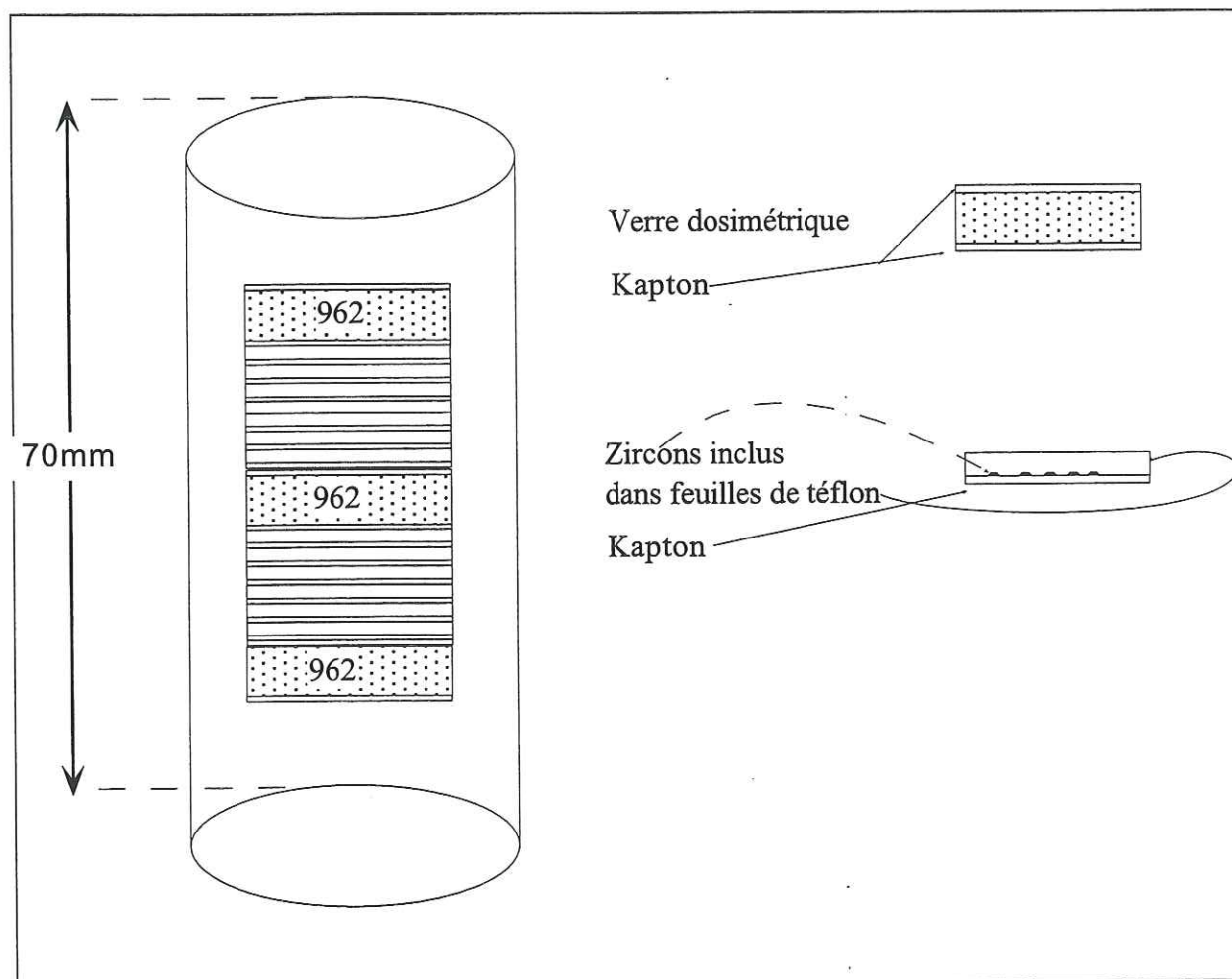


Figure 2-5 : Schéma du montage des échantillons dans le container d'irradiation. 962: verres dosimétriques #962 du NIST.

ou B est un facteur de proportionnalité inconnu. En introduisant la substitution (4) dans la définition (3) de ζ , les équations (1) et (2) deviennent:

$$t = \lambda_D^{-1} \ln[1 + g(\lambda_D / \lambda_F) \zeta (\rho_s / \rho_i)], \quad (5)$$

$$t = g(\rho_s / \rho_i) \rho_d \zeta \quad (6)$$

Reste dans ces équations, qui sont celles que nous utilisons dans ce travail, à déterminer expérimentalement le facteur ζ . C'est ce que l'on fait à l'aide d'échantillons-étalons d'âges internationaux (tableau 1), à l'aide de l'équation (7) :

$$\zeta = \text{Exp}[\lambda_D t_{\text{std}} - 1] / \lambda_D (\rho_s / \rho_i)_{\text{std}} g \rho_d \quad (7)$$

Roches étalons	Localisation	Age Ma	Méthodes et références	Références
Bishop Tuff	Californie (U.S.A)	0,760± 0,001	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (sanidine)	Boggard et Schirnack (1995)
Buluk Member Tuff	Bakata (Kenya)	16,40± 0,20	K/Ar (Feldspath)	MacDougall et Watkins (1985) in Hurford et Watkins (1987)
Fish Canyon Tuff	Colorado (U.S.A)	27,80± 0,20	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (biotite)	Hurford et Hammerschmidt (1985)
Tardree rhyolite	Irlande du Nord	58,70± 1,10	K/Ar ; (sanidine) ; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Hurford et Green (1983)

Tableau 2- 1 : Liste des étalons d'âges internationalement reconnus pour la datation par traces de fission des zircons.

2.3 Datation des zircons des tephtras

De façon très générale, au sein d'une même roche, les teneurs en uranium des zircons varient fortement d'un cristal à l'autre, voire au sein d'un même cristal. Il est donc indispensable de disposer d'une méthode permettant une datation grain par grain. De plus, dans les ensembles stratigraphiques volcano-sédimentaires à intercalation de tephtras, on se trouve souvent confronté avec du matériel mélangé, regroupant en un seul niveau stratigraphique des minéraux du socle et des minéraux pouvant provenir de diverses éruptions. Les méthodes de datation pouvant travailler sur des minéraux individuels sont alors les seules qui donnent des indications chronologiques exploitables. C'est le cas par exemple avec les datations sur cristaux individuels de sanidine par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, lorsqu'on dispose de grains de dimensions suffisantes ($>0,5$ mm) ou des zircons, sphères et esquilles de verre pour les traces de fission. Dans notre cas, seuls les zircons présentaient de réelles possibilités, par leur présence ubiquiste dans nos stratigraphies, et leur taille suffisamment grande (≥ 80 μm).

Nous avons opté, pour la datation de ces zircons, pour la technique du détecteur externe (Gleadow, *et al.*, 1976; Hurford, 1990). Dans cette approche, les densités de traces fossiles et induites mesurées sont relatives à la même surface d'un cristal, permettant ainsi de dater individuellement des zircons. Les traces induites ne sont pas comptées sur le zircon, mais sur un détecteur externe qui enregistre les traces de la fission induite en réacteur par la fission de ^{235}U (Figure 2-6). Ainsi, comme les traces induites sont mesurées sur un autre matériel, même si la surface utilisée pour la détermination des densités est la même, il existe néanmoins une différence géométrique dans l'origine des traces. Les traces proviennent d'un espace à géométrie de 4π stéradians dans le zircon car on travaille sur une surface interne obtenue par polissage, alors que les traces induites sur le détecteur proviennent du demi-espace du zircon qui lui fait face, donc correspondant à une géométrie de 2π stéradians (Figure 2-6). Le facteur de géométrie g , doit alors être évalué selon l'équation 8 (*in* Ganzawa, 1983) en fonction des conditions d'attaque, selon:

$$g = \rho(2\pi, \text{d.e.}) / \rho(4\pi, \text{z}) = 0,5 \quad (8)$$

où

$\rho(4\pi, \text{z})$ = Densité de traces de fission fossiles révélées sur une surface interne du zircon.

$\rho(2\pi, \text{d.e.})$ = Densité de traces de fission induites révélées sur le détecteur externe

Le facteur g dépend de facteurs intrinsèques aux zircons et au détecteur utilisé (différents seuils d'enregistrement des trajectoires des fragments de fission). Il dépend aussi des conditions expérimentales (méthodes de révélation et d'observation des traces, critères d'identification des traces, etc). Ce facteur doit donc être déterminé par chaque observateur en fonction de son mode opératoire. L'expérience acquise dans différents laboratoires en travaillant sur les faces parallèles à l'axe c du zircon et avec des détecteurs externes de muscovite (Gleadow et Lovering, 1977) ou de kapton (Lelarge, 1993) ont fait adopter pour ces conditions une valeur unique $g=0,5$.

Comme dans les niveaux volcano-sédimentaires que nous avons datés il peut exister des zircons appartenant à plusieurs tephtras remaniés, nous avons adopté pour le calcul de l'âge de chaque échantillon la méthode de l'âge central de Galbraith et Laslett (1993). Cette méthode, où l'âge central est la moyenne géométrique des âges des différents grains datés, fournit aussi un paramètre de dispersion ("écart-type"), qui permet de reconnaître si tous les âges appartiennent à une même population (en d'autres termes si les âges de tous les zircons datés peuvent être considérés comme concordants, aux erreurs statistiques près) ou à plusieurs (mélange de zircons de différents tephtras). Dans ce dernier cas, on doit alors procéder à la reconnaissance de ces populations (voir plus bas). Nous donnons en Annexe A le programme de calcul sous Mathematica 2.3 pour microordinateur PC.

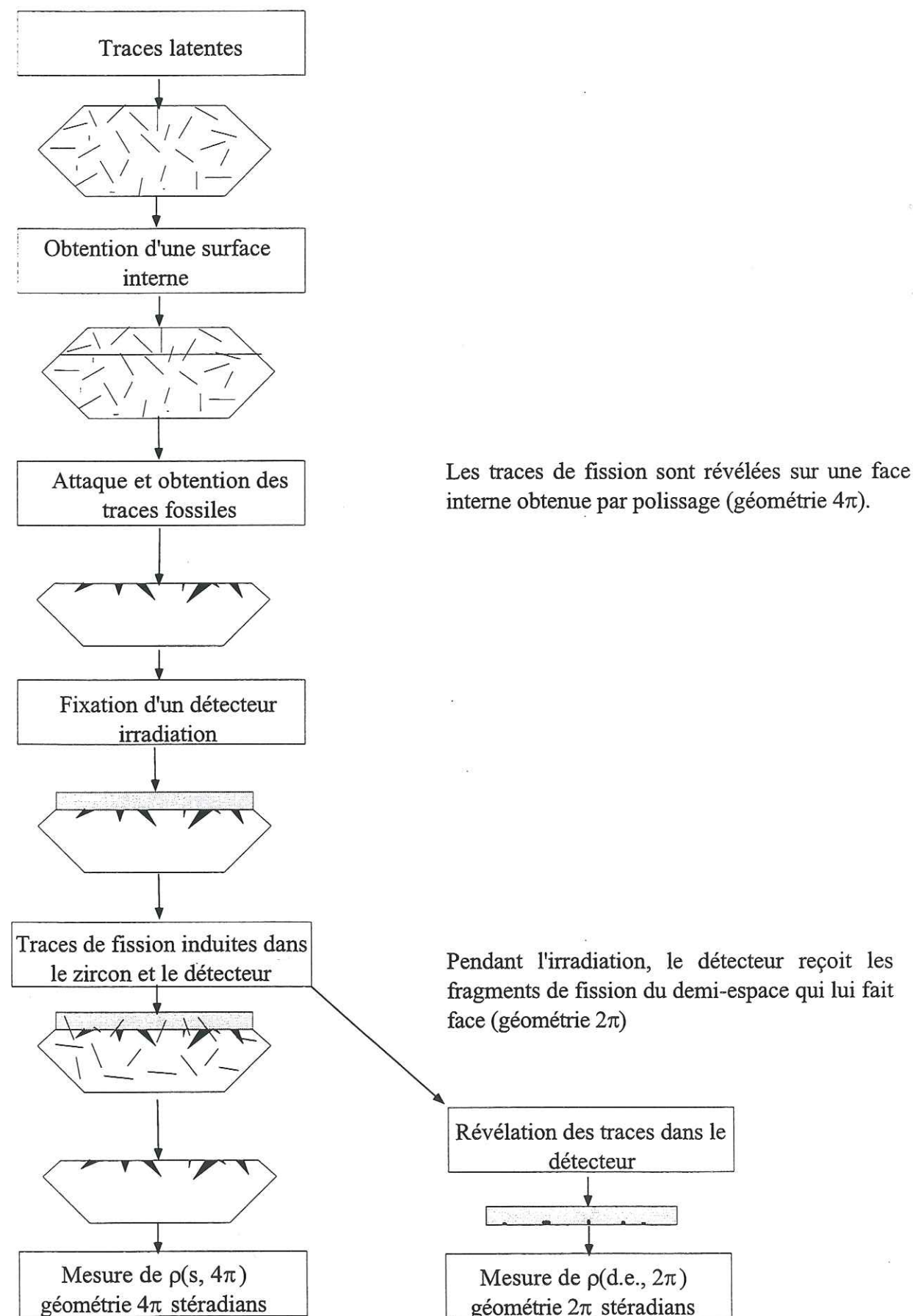


Figure 2-6 : Procédure expérimentale pour la datation par détecteur externe. Dans cette technique, les traces révélées dans le zircon proviennent de fissions qui ont eu lieu dans les deux demi-espaces situés de part et d'autre de la surface de polissage (géométrie 4π stéradians), alors que celles du détecteur externe ne proviennent plus que d'un demi-espace.

2.4 Représentation graphique des données

Deux types de représentations graphiques des données sont utilisés, les diagrammes de type "isochrone" et "radiaux", illustrés par les Figures 2-7 et 2-8. Dans ces diagrammes, chaque point représente un cristal analysé. Leur intérêt est de mettre en évidence l'existence d'une ou plusieurs populations d'âges.

2.4.1 Diagramme isochrone

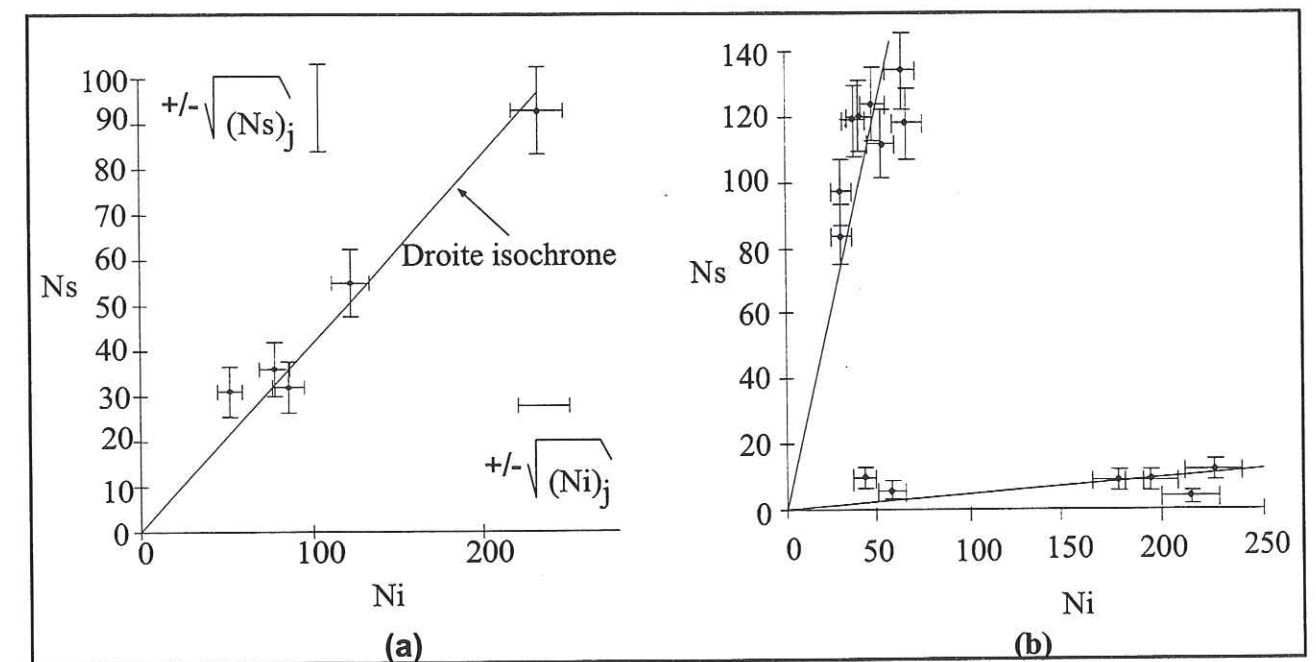


Figure 2-7 : Diagramme isochrone. Chaque point représente un cristal daté. Le grain est représenté par son rapport $(Ns/Ni)_j$, avec les barres d'erreurs associées. Dans le diagramme de gauche, une seule isochrone; à droite, deux populations distinctes, soit deux isochrones.

Pour chaque grain d'un ensemble de cristaux d'un même échantillon irradiés ensemble, l'âge trace de fission est proportionnel au rapport entre le nombre de traces fossiles $(Ns)_j$ et induites $(Ni)_j$ qui y ont été comptées. Donc en reportant dans un diagramme les couples de nombres $(Ns)_j$ et $(Ni)_j$ relatifs à tous les grains d'un même échantillon, on doit s'attendre, si tous ces grains ont le même âge, aux incertitudes statistiques près, à ce qu'ils soient alignés sur une même droite. C'est ce qui est représenté dans la Figure 2-7a. Si plusieurs populations

d'âges sont présentes dans un même échantillon, on pourra voir ses zircons alignés sur deux ou plusieurs droites. Ainsi, des zircons d'un tephra récent mélangés avec des zircons de socle (ou d'un tephra plus ancien) pourraient montrer deux isochrones, si ces deux populations d'âges sont suffisamment distinctes (Figure 2-7b). Incidemment, ce type de diagramme fait ressortir les différences de teneurs en uranium des différents grains, par l'étalement des $(Ni)_j$.

2.4.2 Graphique radial

La graphique radial, proposé par Galbraith (1988, 1989) (Figure 2-8a), permet une

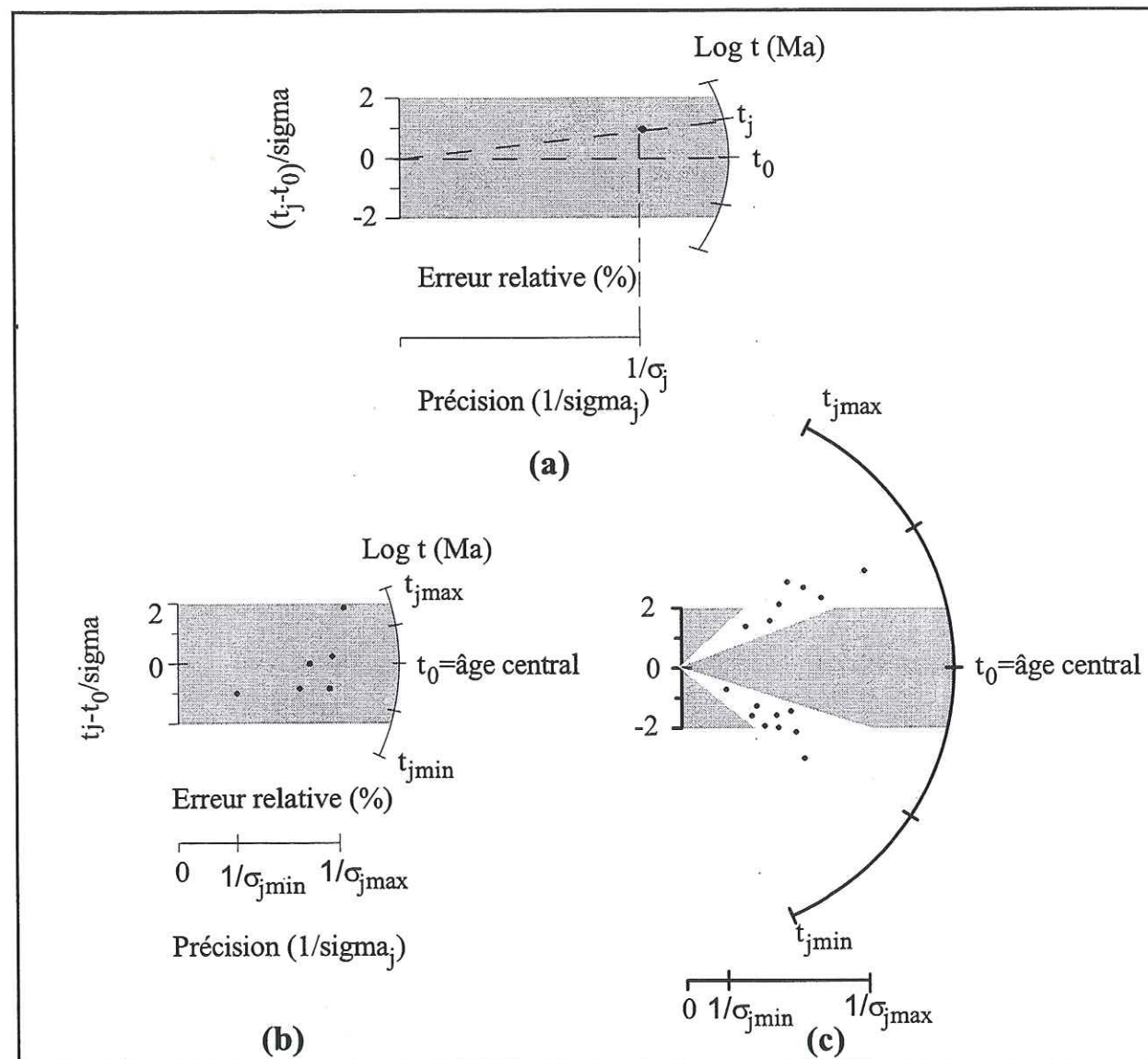


Figure 2-8 : a) Diagramme radial, élaboré avec Mathematics 2.3, d'après la méthodologie de Galbraith (1988). L'âge central est calculé selon l'algorithme de Galbraith et Laslett (1993).

$\sigma = (1/N_{s,j} + 1/N_{i,j} + 1/N_d)^{1/2}$, où $N_{s,j}$ = nombre de traces fossiles, $N_{i,j}$ = traces induites dans le même grains et N_d = nombre de traces comptées relatives au dosimètre neutronique. Chaque point représente un cristal daté b) A gauche, une seule population d'âges; à droite, deux populations d'âges.

excellente visualisation des données, puisque chaque âge est représenté avec son incertitude par un seul point. Il permet ainsi de rendre compte de la distribution des âges des grains individuels autour d'un âge de référence. Les erreurs sur les âges individuels sont calculées selon une statistique de Poisson, soit $\sigma = ((1/N_s) + (1/N_i) + (1/N_d))^{1/2}$.

Dans un diagramme radial, l'échelle de droite des ordonnées est en $\ln t$ (Ma). Le point représentatif de l'âge d'un zircon est situé sur un segment joignant l'origine de l'axe des ordonnées de gauche à un point de la courbe de droite correspondant à son âge. Sa position sur ce segment dépend de sa précision. L'échelle inférieure des abscisses est en $1/\sigma$, où σ est la précision (Ma) sur l'âge de ce grain. Donc un âge précis sera vers la droite du diagramme, un âge peu précis vers la gauche. L'échelle supérieure des abscisses exprime la précision de l'âge de chaque grain, en pourcentage. La bande de ± 2 dans l'échelle de gauche exprime la précision à $\pm 2\sigma$ de la valeur de l'âge de référence. Cet âge de référence, t_0 , est l'âge central. Lorsque tous les grains d'un même échantillon appartiennent à une seule population d'âges, il sont compris dans la bande grisée (Figure 2-8b). Lorsque plusieurs populations sont en présence, chacune occupe un secteur différent. La Figure 2-8c montre le cas d'un échantillon renfermant deux populations de grains appartenant à deux population d'âges discrètes (Voir en Annexe 1, le programme de tracé).

2.5 Analyses des populations d'âges

2.5.1 Une seule population ou plusieurs populations?

2.5.1.1 Test du χ^2

Le premier paramètre utilisé historiquement pour tester l'homogénéité des âges TF dans la datation par détecteur externe est le test de χ^2 proposé par Galbraith (1981) et Green (1981), où le nombre de traces fossiles et induites comptées dans chaque grain est comparé avec le nombre espéré pour une distribution poissonnienne dont la moyenne est celle des N_j des grains comptés. On calcule donc un χ^2 pour un degré de liberté $v = n - 1$ où le n est le nombre de grains datés.

On considère que si la probabilité $P(\chi^2)$ d'obtenir cette valeur est $> 5\%$, les âges traces de fission de tous les grains datés appartiennent à une seule population d'âges, alors que lorsque

$P(\chi^2) < 5\%$, on a affaire à au moins deux populations d'âges. Ce test ne permet pas toutefois de rechercher le nombre de populations d'âges en présence.

Les deux situations sont illustrées par les zircons des deux tephras du Tableau 2-2 ci-dessous.

L'un des échantillons (Envigado gris) présente un $P(\chi^2) > 5\%$ et en effet ne comporte qu'une seule population d'âge, comme suggéré par les diagrammes de la Figure 2-9a. Au contraire, pour tfla, où $P(\chi^2)$ est $< 1\%$, on observe plus d'une population (Figure 2-9b).

échantillon	n	âge central $\pm \sigma$	$P(\chi^2)$ (%)	Dispersion (%)
Envigado gris	21	$4,71 \pm 0,19$ Ma	$> 99\%$	$< 1\%$
tfla	55	$2,30 \pm 0,09$ Ma	$< 1\%$	21%

Tableau 2-2 : Age central et dispersion des âges des grains individuels qualifiée par la méthode du χ^2 et celle de la variance, pour deux situations typiques.

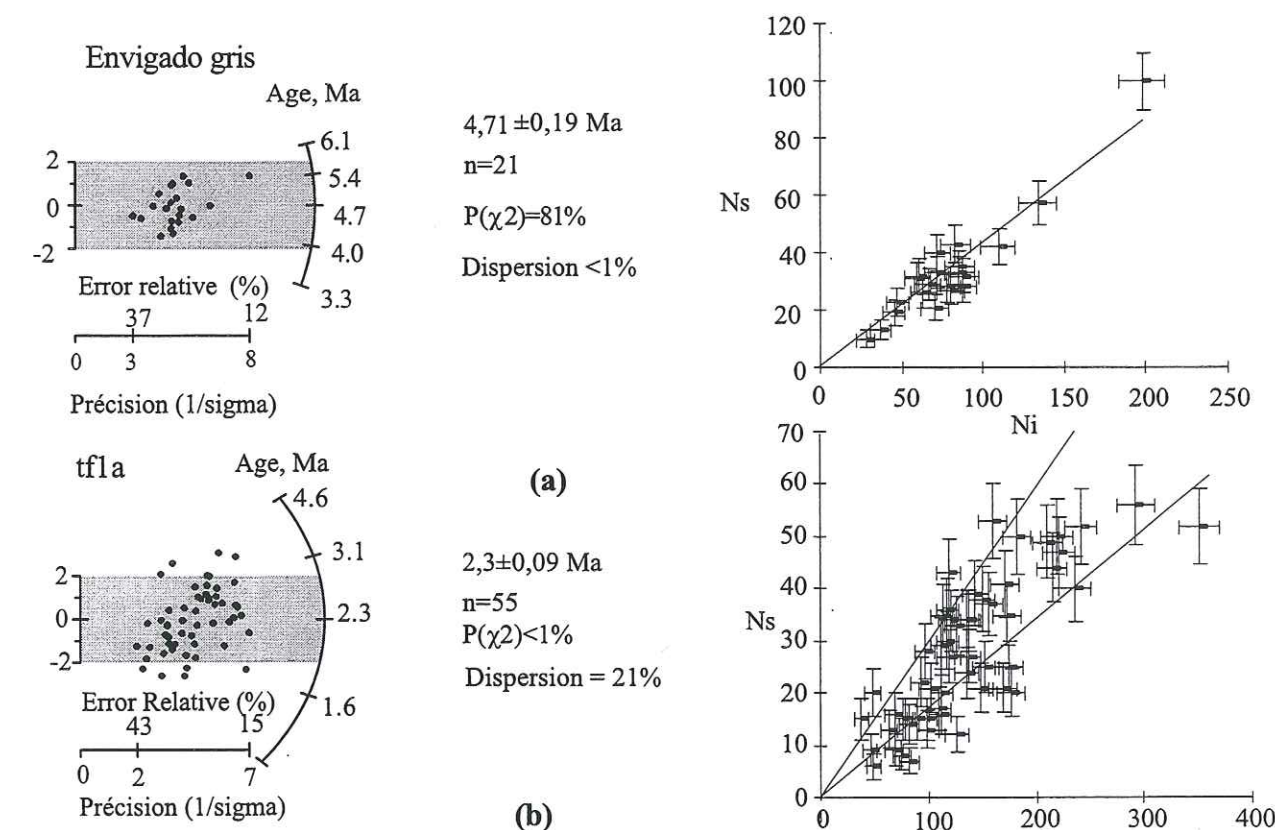


Figure 2-9 : Diagrammes radiaux à gauche, et isochrones à droite, pour les échantillons du Tableau 2-3. (a) Une seule population, (b) minimum deux populations (voir Figure 2-12 et Tableau 2-3).

Lorsque le nombre de traces comptées par zircons est faible, ce qui sera vrai en particulier pour les zircons les plus jeunes, ce test est faible et des minéraux ayant des âges différents peuvent apparaître comme appartenant à une seule population d'âges.

2.5.1.2 Dispersion de l'âge central

Le calcul d'un âge central permet d'évaluer la dispersion des âges des grains individuels, qui tient compte de leur précision. Ce paramètre de dispersion est reporté en pourcentage dans les tableaux de résultats comme le Tableau 2-2. On considère qu'il y a dans un échantillon plus d'une population d'âge lorsque ce paramètre est $> 30\%$ et une seule population s'il est $< 15\%$. La situation est incertaine lorsque la dispersion est comprise entre ces deux valeurs.

2.5.1.3 Diagramme de densité de Probabilité

Ce type de diagramme, proposé par Hurford *et al.* (1984) repose sur le fait que tout âge, t , et sa précision, σ , définissent une probabilité de présence gaussienne d'écart type σ autour de la valeur t , soit:

$$F[x] := 1/(2\pi \sigma t)^{1/2} \cdot \text{Exp}[-0,5(x-t)^2/\sigma t^2], \quad (10)$$

Lorsqu'on effectue une datation par traces de fission par la technique du détecteur externe, chaque grain daté permet de définir une probabilité de présence autour de son âge t_j caractérisée par sa précision $\sigma_j = t \cdot (1/N_{s,j} + 1/N_{i,j} + 1/N_d)^{1/2}$, où les N sont définis comme dans le paragraphe 2.3.

Lorsque n grains sont datés dans un même échantillon, on peut calculer une "densité de probabilité":

$$P(x) = \sum F(x) \quad (11)$$

La résultante est une courbe de type gaussien lorsque tous les grains d'un échantillon sont porteurs du même âge, ou peuvent être considérés comme tels, c'est à dire sont caractérisés par un $P(\chi^2) > 5\%$ où une dispersion d'âges $< 15\%$ (voir ci-dessus). Lorsque plusieurs populations d'âges sont présentes, des modes apparaissent dans la courbe de densité de probabilité, correspondant aux populations en présence.

Nous présentons ci-dessous deux exemples-types représentatifs de ces deux cas (Tableau 2-2). On constate que dans le cas (1 seule population d'âges), la courbe de densité de probabilité est d'allure gaussienne (Figure 2-10a) alors que dans le second, deux populations d'âges sont présentes (Figure 2-11a).

Brandon (1992,1996) propose un second type de représentation graphique de la densité de probabilité, de type discontinu. Sa méthode, "gaussienne-kernel" est basée sur le fait que la relation logarithmique de deux variables indépendantes de distribution poissonnienne est approximativement gaussienne (Brandon, 1996). Pour le calcul, on définit \hat{z} selon:

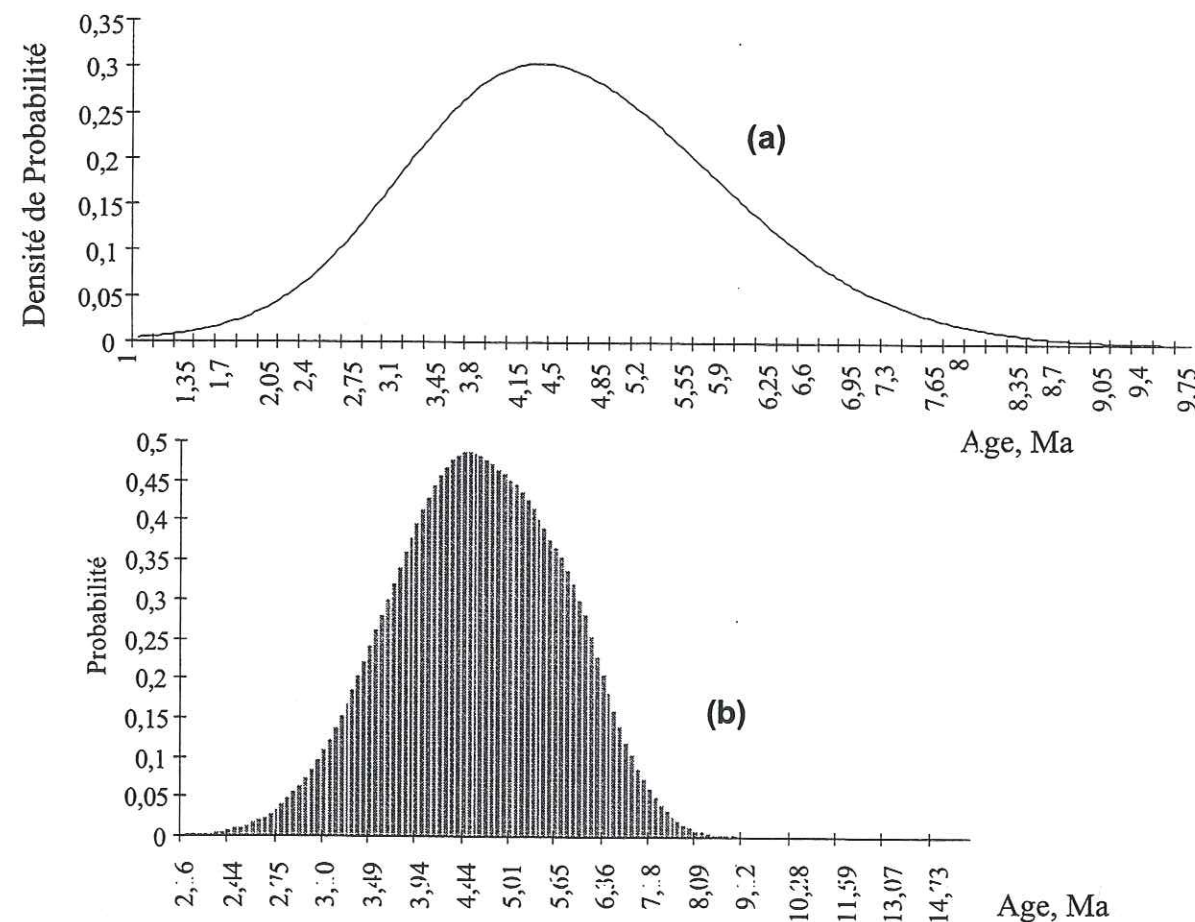


Figure 2-10 : Diagrammes de densité de probabilité pour l'échantillon Envigado gris (Tableau 2-2). (a) selon la méthodologie de Hurford *et al.* (1984), (b) avec la méthode "gaussienne-kernel", de Brandon (1996). Dans les deux cas, un seul mode est présent. Il correspond à un âge central de $4,71 \pm 0,19$ Ma.

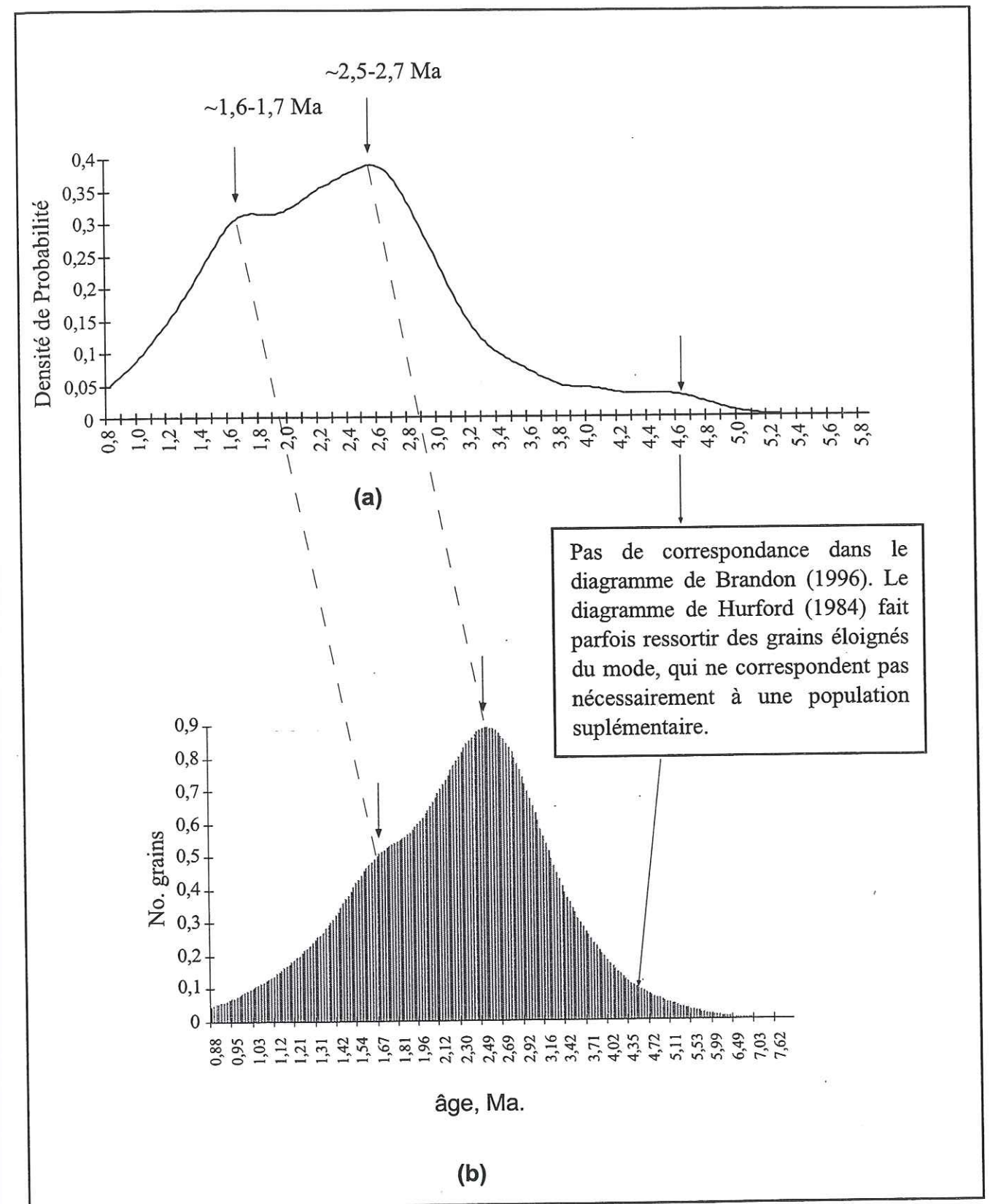


Figure 2-11 : Diagrammes de densité de probabilité pour l'échantillon tfla (Tableau 2-2). (a) selon la méthodologie de Hurford *et al.* (1984), (b) avec la méthode "gaussienne-kernel", de Brandon (1996). Les deux modes des principales courbes apparaissent pour les mêmes valeurs et correspondent à des âges de $1,65 \pm 0,09$ et $2,63 \pm 0,05$ selon le modèle d'analyse de population de Galbraith et Green (1990) (voir Tableau 2-3). L'âge central pour la population 1 (19 grains) est de $1,56 \pm 0,08$ Ma et pour la population 2 (36 grains) est de $2,67 \pm 0,09$ Ma (voir Tableau 2-3).

$$\hat{z} = \ln(\lambda \zeta g \rho d) + \ln((N_s + 0,5)/(N_i + 0,5)) \quad (12)$$

$$SE(\hat{z}) = \sqrt{1/(N_s + 0,5) + 1/(N_i + 0,5)}$$

où \hat{z} et $SE(\hat{z})$ sont des estimations des paramètres de distribution gaussienne. Les autres termes ont été définis précédemment. Une fois \hat{z} calculé, on définit la fonction gaussienne-Kernel, en introduisant un factor $\alpha=0,6$ dans l'équation. Ainsi la fonction devient:

$$F[x] := 1/n \times \sum 1/\alpha SE(\hat{z}) (2\pi)^{1/2} \cdot \text{Exp}[-0,5(\hat{z}-t)^2/\alpha SE(\hat{z})^2], \quad (13)$$

avec n =nombre de grains analysés. La fonction est évaluée en prenant des intervalles Δt suffisamment petits pour permettre une bonne résolution temporelle des pics d'âges. Brandon (1996) propose pour le calcul des Δt :

$$\Delta t = (6/50)W, \text{ où } W = \sqrt{(1+\alpha)/n \sum SE(\hat{z})^2}. \quad (14)$$

Le résultat, pour les échantillons du Tableau 2-2, sont donnés dans les diagrammes des Figures 2-10b et 11b. On observe une similitude avec les courbes continues tracées d'après la méthode de Hurford *et al.* (1984).

2.5.2 Séparation des populations

Etant donné la nature des échantillons sélectionnés pour la datation: tephres plus ou moins remaniés, on *doit* s'attendre à ce que les zircons d'un même échantillon ne présentent pas le même âge, si des grains de plusieurs tephres d'âges différents se sont trouvés mélangés entre eux et éventuellement avec des zircons du socle. On devra donc toujours dater, si possible, un nombre suffisant de grains (en pratique au moins 20) pour pouvoir procéder à une analyse de population d'âges. Plusieurs méthodes permettent de savoir si l'on a affaire à une ou plusieurs populations d'âges dans un échantillon, et de reconnaître ces populations. Nous avons adopté les modèles bimodal de Galbraith et Green (1990), de Galbraith et Laslett (1993) et de l'âge χ^2 de Brandon (1992).

2.5.2.1 "Age χ^2 "

Si plusieurs population d'âges sont présentes dans un échantillon, cette méthode permet de déterminer l'âge de la fraction des grains les plus jeunes pouvant appartenir à une même population d'âges (Brandon, 1992). Pour ce faire, on classe les âges des grains individuels par ordre ascendant, puis on calcule le $P(\chi^2)$ des deux premiers, puis des trois premières âges, etc, jusqu'au n ème grain, lorsque $P(\chi^2)$ devient $<5\%$. On considère alors que les $n-1$ grains les plus jeunes appartiennent à une même population d'âges, dont on peut calculer la valeur centrale. Nous illustrons cette procédure pour notre échantillon tfla. On constate que sur un total de 55 zircons datés, les 45 grains d'âges les plus jeunes présentent un $P(\chi^2)$ de 6%, c'est à dire pourraient appartenir à la même population d'âge (Tableau 2-3). Si l'on considérait aussi le 46ème plus jeune grain, la valeur de $P(\chi^2)$ ne serait plus que de 4%, indice de la présence de plus d'une population.

Si on considère que les 45 premiers grains appartiennent à une même population d'âges, alors son âge central est de $2,08 \pm 0,08$ Ma. C'est une valeur par excès, car ce type d'analyse ne nous garantit pas que les grains d'âges les plus élevés de ce groupe n'appartiennent pas déjà à une seconde population, d'âge plus élevé. On doit donc procéder à une analyse plus fine des populations d'âges.

2.5.2.2 Modèle bimodal de Galbraith et Green (1990) et Galbraith et Laslett (1993).

Galbraith et Green (1990) ont proposé d'appliquer un modèle de mélanges finis pour estimer les âges respectifs de plusieurs populations de grains lorsque dans un échantillon sont mélangés des cristaux d'origine et d'âges différents, ainsi que la proportion des grains qui appartient à chaque âge, l'erreur et la probabilité de chaque grain d'appartenir à chaque population. Une correction à la formule de Galbraith et Green (1990) est donné par Galbraith et Laslett (1993). Nous présentons en Annexe A le programme que nous avons établi sous "Mathematica" pour PC pour les analyses de population suivant ce modèle. Dans le Tableau 2-3, nous présentons les résultats obtenus pour l'échantillon tfla (Tableau 2-2), pour le cas où deux populations sont en présence.

Il est possible que dans un échantillon il existe plus d'une population d'âges. Dans ce cas, le modèle de Galbraith et Green (1990) travaille de façon récurrente. Dans un premier temps, il divise la population d'âges en deux populations, affectées chacune de ses paramètres de dispersion. Si l'analyse révèle qu'une de ces populations est encore multiple, on applique à nouveau cette analyse bimodale, et ainsi de suite, jusqu'à trouver des populations caractérisées par des $P(\chi^2) > 5\%$ et des dispersions $< 15\%$. C'est ainsi que nous avons observé, dans quelques échantillons, jusqu'à 3 et 4 populations d'âges (voir par exemple paragraphe 3.2).

2.5.2.3 Gaussian Peak-Fitting

Par essence, la méthode de *Gaussian-peak fitting* (Brandon, 1992) décompose la distribution des âges des grains datés en une série finie de distributions gaussiennes, définies chacune par une moyenne, une déviation standard et un nombre de grains, en définissant un increment Δt . Dans le programme de Brandon ("zetaage 4.4", Brandon, 1995), on prend $\Delta t = 0,1$. Une limitation pour l'application de cette méthode est que le nombre de traces doit être supérieur à 9 par zircon, ce qui n'est pas le cas pour les zircons volcaniques jeunes sur lesquels nous avons travaillé. Nous n'avons pas utilisé ce programme dans notre travail.

2.6 Aspects expérimentaux et traitement des données

Les échantillons traités dans ce travail proviennent tous de stratigraphies volcano-sédimentaires. Ce sont donc tous en général des niveaux où cohabitent matériel sédimentaire et volcanique. Dans chaque cas, environ 1-3 kg de matériel ont été prélevés. Après la séparation et le montage des minéraux lourds pour l'étude minéralogique, on procède sur la fraction restante à la séparation des zircons. Cette dernière a été effectuée à la batée.

2.6.1 Préparation des zircons

Pour la datation par traces de fission les zircons sont tout d'abord inclus à chaud par pression dans des feuilles de Téflon d'environ 1 cm^2 et épaisseur de 0,5 mm. De façon à faciliter le repérage des grains pour leur datation, on inclue ensemble au maximum une cinquantaine de

zircons. Il existe plusieurs méthodes de révélation des traces (Zhai et Zhao, 1992). Nous avons opté pour celle de Gleadow *et al.* (1976) qui utilise un eutectique NaOH-KOH. Nous avons travaillé à une température de 220°C avec un bain eutectique dans une capsule de Téflon maintenue dans une étuve à température contrôlée à $\pm 1^\circ\text{C}$. Les temps d'attaque ont été adaptés aux réactivités spécifiques des populations de zircons en présence.

Ainsi pour une population de zircons roses, nous avons procédé de la façon suivante: après une attaque de 36 heures, un premier examen au microscope permettait de tester l'état de la révélation. En cas de besoin, l'attaque était prolongée par séquences de 10 heures avec contrôle de l'état de révélation des traces au microscope entre chaque séquence. Les différentes populations de zircons roses étudiées ont donné des traces suffisamment révélées pour la datation après 60 à 100 heures d'attaque.

Pour les autres populations de zircons (incolores ou transparents à translucides), le temps d'attaque minimum était de 24 heures et les séquences suivantes de 5 en 5 heures. Les temps de révélation ont varié entre 24 et 50 heures.

Enfin pour certains échantillons, plusieurs montages ont été réalisés en fonction de la présence de différentes granulométries ou en sélectionnant des morphologies différentes.

Après révélation, on fixe sur chaque montage un *détecteur externe*, constitué d'une feuille de kapton de $250 \mu\text{m}$ d'épaisseur.

On peut alors procéder à l'irradiation neutronique des échantillons. Celle-ci est effectuée dans la position P1 du réacteur nucléaire ORPHEE du Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay. Dans cette position, où le flux nominal de neutrons thermiques est de $1,4 \times 10^{13} \text{ n/cm}^2/\text{sec}$, la durée d'irradiation demandée, de 26 secondes, correspond à une fluence d'environ $3,6 \times 10^{14} \text{ n/cm}^2$. Les échantillons sont irradiés par groupes de quelques dizaines dans un conteneur cylindrique de 3 cm de diamètre et de 7 cm de longueur. Ils sont associés à deux ou trois dosimètres chargés du *monitoring* de l'irradiation. Ces dosimètres sont des pastilles de verre 962 du NIST (National Institute of Standards and Technology (Gaithersburg, Maryland, U.S.A.)). Un détecteur plastique (kapton) est associé à chacune des faces de ces détecteurs.

A					B	
âge χ^2 : Population plus jeune Brandon (1992)					Modèle bimodal de Galbraith et Green (1990)	
âge	(\pm) σ	P(χ^2)	Sum (t)	(\pm) σ	Probabilité (%) d'appartenir à P1	Probabilité (%) d'appartenir à P2
0,94	0,37	100	0,94	0,37	94	6
1,05	0,32	83	1,01	0,24	98	2
1,18	0,44	92	1,05	0,21	85	15
1,25	0,29	93	1,13	0,17	99	1
1,35	0,58	96	1,15	0,17	65	35
1,37	0,32	96	1,20	0,15	97	3
1,45	0,43	97	1,23	0,14	83	17
1,46	0,52	98	1,25	0,14	70	30
1,56	0,37	97	1,30	0,13	89	21
1,57	0,34	97	1,34	0,12	93	7
1,59	0,43	98	1,36	0,12	99	1
1,63	0,24	96	1,42	0,11	68	32
1,69	0,47	97	1,44	0,10	70	30
1,70	0,44	98	1,45	0,10	72	28
1,80	0,39	97	1,48	0,10	54	46
1,84	0,51	97	1,49	0,10	78	22
1,87	0,32	96	1,53	0,09	49	51
1,88	0,54	96	1,54	0,09	51	48
1,94	0,43	96	1,57	0,09	46	54
1,97	0,48	96	1,58	0,09	32	68
2,11	0,31	88	1,64	0,09	31	69
2,12	0,60	88	1,65	0,09	31	69
2,15	0,61	88	1,66	0,08	26	74
2,16	0,79	90	1,67	0,08	19	81
2,17	0,46	88	1,69	0,08	13	87
2,23	0,41	83	1,72	0,08	21	79
2,26	0,37	76	1,75	0,08	25	74
2,27	0,54	76	1,76	0,08	8	93
2,27	0,69	77	1,77	0,08	5	95
2,33	0,38	69	1,80	0,08	9	91
2,37	0,36	60	1,83	0,08	2	98
2,50	0,53	55	1,85	0,08	2	98
2,52	0,40	44	1,88	0,08	13	87
2,56	0,41	18	1,91	0,07	9	92
2,59	0,72	34	1,92	0,07	2	98
2,61	0,62	32	1,93	0,07	2	98
2,61	0,48	27	1,96	0,07	2	98
2,63	0,46	22	1,98	0,07	2	98
2,63	0,46	19	2,00	0,07	2	98
2,74	0,53	16	2,02	0,07	1	99
2,78	0,53	13	2,03	0,07	2	98
2,79	0,51	10	2,05	0,07	2	98
2,80	0,57	9	2,07	0,07	1	99
2,85	0,60	7	2,08	0,07	1	99
2,89	0,57	6	2,10	0,07	1	99
2,98	0,54	4	2,12	0,07	0	100
3,03	0,49	2	2,14	0,07	0	100
3,12	0,61	1	2,16	0,07	0	100
3,18	0,68	0	2,17	0,07	0	100
3,36	0,64	0	2,19	0,07	0	100
3,41	0,66	0	2,21	0,07	0	100
3,65	0,58	0	2,25	0,07	0	100
3,98	0,00	0	2,27	0,07	0	100
4,35	0,00	0	2,29	0,07	0	100
4,59	0,00	0	2,30	0,07	0	100

Population 1
(P1)=34%, n=19
âge=1,65 \pm 0,09
âge minimal=1,37
âge maximal=2,00

Population 2
(P2)=63%, n=36
âge=2,63 \pm 0,05
âge minimal=2,39
âge maximal=2,89

Tableau 2- 3 : Résultats obtenus pour la séparation des populations de l'échantillon tfla (Tableau 2-2). (A) âge χ^2 de Brandon (1992). L'âge maximal pour la population plus jeune serait de 2,10 \pm 0,07 Ma. (*pooled age* (Green, 1981) pour les 45 premiers cristaux, qui correspond à un âge central de 2,08 \pm 0,08 Ma. (B) Modèle des mélanges finis pour deux populations (Galbraith et Green, 1990). L'âge central calculé pour les 19 premiers grains est de 1,56 \pm 0,08 Ma et celui des 33 de la seconde population est de 2,67 \pm 0,09 Ma. (P1)

et (P2) indiquent la proportion de grains dans chaque population, les autres termes du tableau ont été déjà définis.

Après irradiation, les feuilles de kapton sont attaquées pendant 8 minutes dans une solution de NaOCl (14%) + NaCl (12) à l'ébullition afin de révéler les traces de fission induites de l'uranium 235 des détecteurs externes associés aux minéraux à dater et aux dosimètres (Planche I). Les comptages de traces dans les zircons et les kaptons sont effectués au microscope optique avec un objectif 100x à immersion d'huile et des oculaires 10x, en lumière transmise.

2.6.2 Détermination du facteur zêta (ζ)

Nous avons disposé de zircons provenant de deux étalons d'âges: Le Fish Canyon Tuff et le Buluk Member Tuff (Tableau 2-1).

Plusieurs montages de zircons de ces étalons ont été réalisés et cinq irradiations ont été utilisées. Les résultats sont donnés dans le tableau 2-4. Les zêtas sont relatifs aux moniteurs 962 du NIST et leurs valeurs pondérées sont de respectivement de 378 \pm 20 pour le Buluk Tuff et de 367 \pm 7 pour le Fish Canyon Tuff. Pour les mesures d'âge, nous avons utilisé la moyenne pondérée de ces deux valeurs, soit 366 \pm 7.

Chapitre 3

Les tephres du département d'Antioquia (Cordillère Centrale)

Dans le Département d'Antioquia, deux grands groupes de tephres ont été étudiés. D'une part les cendres qui nappent le paysage, ou « cendres supérieures ». D'autre part, des cendres plus anciennes surmontées (sur l'altiplano) par les premières. Un horizon détritique grossier, la *stone line*, sépare ces deux ensembles. Cendres supérieures et cendres anciennes ont été remaniées localement par différents processus superficiels (ruissellement, glissement en masse, fluvatile), qui conforment la mise en place principale des formations superficielles. D'autres cendres enfin, déposées dans des environnements lacustres qui ont existé dans le nord de la Cordillère Centrale (López, 1972) ont aussi été étudiées. Ces cendres avaient été signalées dès le début de siècle (Hermelin, 1973), mais aucun travail de caractérisation et de datation, hormis quelques travaux ponctuels : datations par ^{14}C (Toro et Hermelin, 1993), par traces de fission (Restrepo, 1991), caractérisations minéralogiques (Florez, 1987, Florez et Parra, 1992), n'avaient été entrepris. Plusieurs de ces formations volcano-sédimentaires présentent des évidences d'activité tectonique, comme des diaclases et des failles, pendant que d'autres, avec des caractéristiques minéralogiques similaires, n'en montrent pas. L'ensemble des cendres et dépôts lacustres de l'altiplano reposent directement sur le substrat métamorphique localement injecté de granites et grano-diorites de la Cordillère centrale, ou, dans la vallée d'Aburrá, sur des terrasses alluviales.

3.1 Contexte Géomorphologique

Deux caractéristiques géomorphologiques importantes de la Cordillère Centrale correspondent ^{regionalment} ~~régionalement~~ à l'existence d'une surface d'érosion plus ou moins tectonisée et à son recoupement par la vallée d'Aburrá, avec des tephres remobilisés qui recouvrent le paysage et constituent une partie importante des formations superficielles. L'information chronologique existante sur ces tephres est minimale : quelques datations au radiocarbone et cinq datations par traces de fission (Restrepo, 1991) sur des zircons roses prélevés en différents points du département d'Antioquia.

3.1.1 La surface d'érosion

Il existe dans la Cordillère Centrale, au niveau du département d'Antioquia, une surface d'érosion tectoniquement déformée (Hermelin, 1984), qui se trouve à une altitude variable entre 2000 et 2400 m (Figure 3-1). Pour Page et James (1981), il s'agit de plusieurs surfaces, formées à différentes périodes, associées aux étapes de soulèvement des Andes depuis le Miocène. La présence de dépôts bauxitiques, dans le secteur nord, et de latérites dans la vallée d'Aburrá, avait été interprétée par Botero (1963) comme une évidence que pendant le Tertiaire ce secteur se serait trouvé au niveau de la mer. Le soulèvement récent des Andes de Colombie, d'approximativement 2000 mètres, a en effet eu lieu au cours des 5 derniers millions d'années (Van Geel et Van der Hammen, 1973).

3.1.2 Vallée d'Aburrá

Une seconde caractéristique géomorphologique importante en Antioquia est la vallée d'Aburrá. Elle correspond à une dépression tectonique d'environ 1000 m, qui coupe la surface d'érosion. Cette coupure tectonique a entraîné un décalage vertical entre les parties de cette surface situées de part et d'autre de la vallée. Ainsi, le secteur de la surface d'érosion situé au nord de la vallée d'Aburrá est actuellement à une altitude de 200 m plus élevée que sa contrepartie sud (Hermelin, 1977, 1983), (Figure 3-1). Les travaux récents reprennent cette hypothèse, mais l'âge de l'événement qui a donné naissance à la vallée n'est pas connu avec précision. Sur la base de données paléomagnétiques et d'hypothèses non vérifiées, James (1982) lui attribue un âge tout au plus Miocène. Pour Restrepo et Toussaint (1984) il s'agit d'un graben tensionnel post-oligocène, formé par le rejeu de failles anciennes pendant le Néogène, avec une composante verticale différentielle des blocs affectés. Du point de vue de l'évaluation des risques géologiques : environ 4 millions d'habitants peuplent cette vallée, il est important de connaître l'âge minimum de l'événement tectonique qui est à son origine et l'âge de l'emplacement des grands dépôts qui recouvrent les versants (Shlemon, 1970). Une possible origine pour l'emplacement de ces dépôts de versants pourrait résider dans la réponse de sols d'une humidité extrême aux séismes (Shlemon, 1970). Intercalés dans les dépôts de versants, des niveaux de cendres volcaniques sont observables. Les dépôts sont souvent

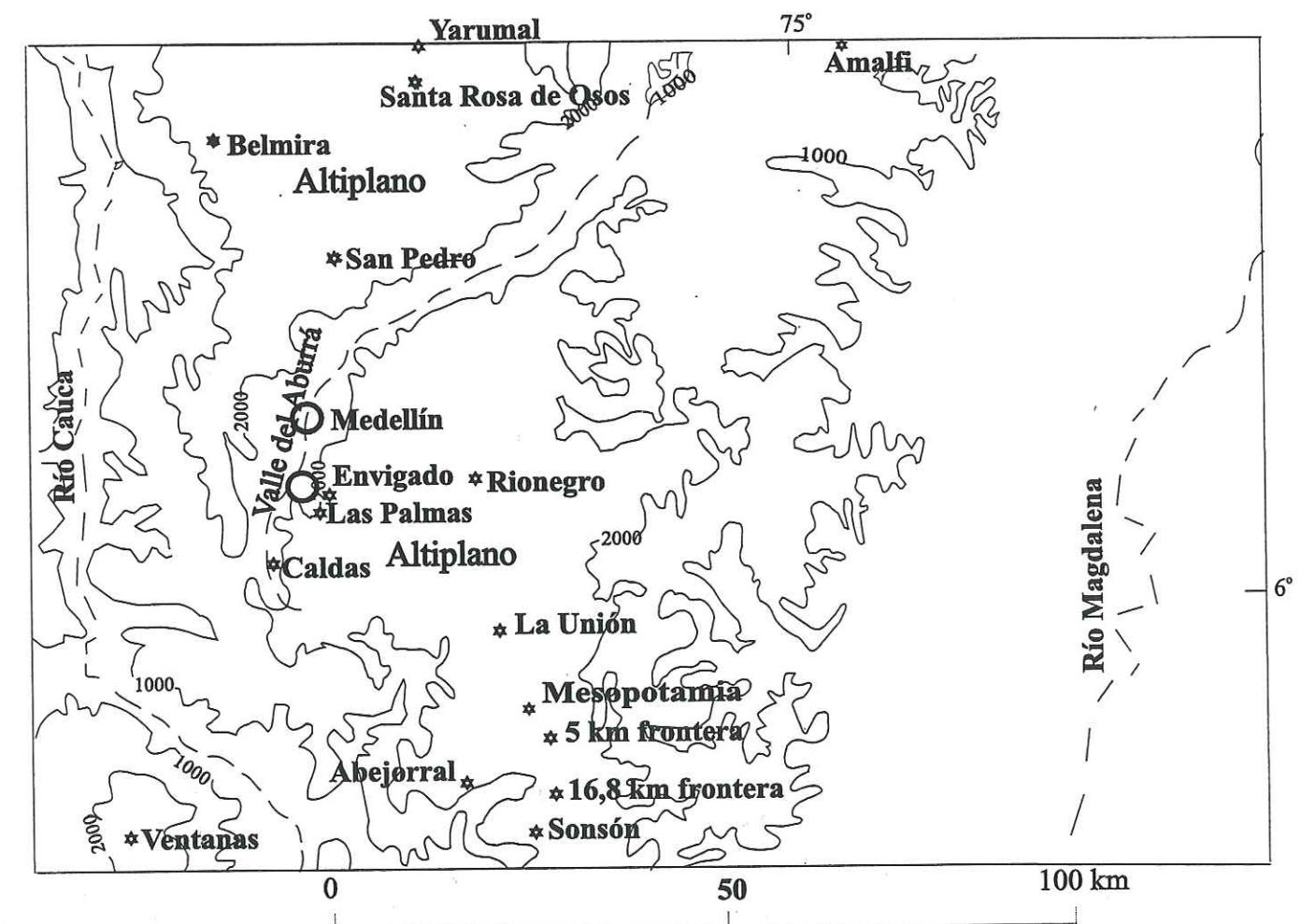
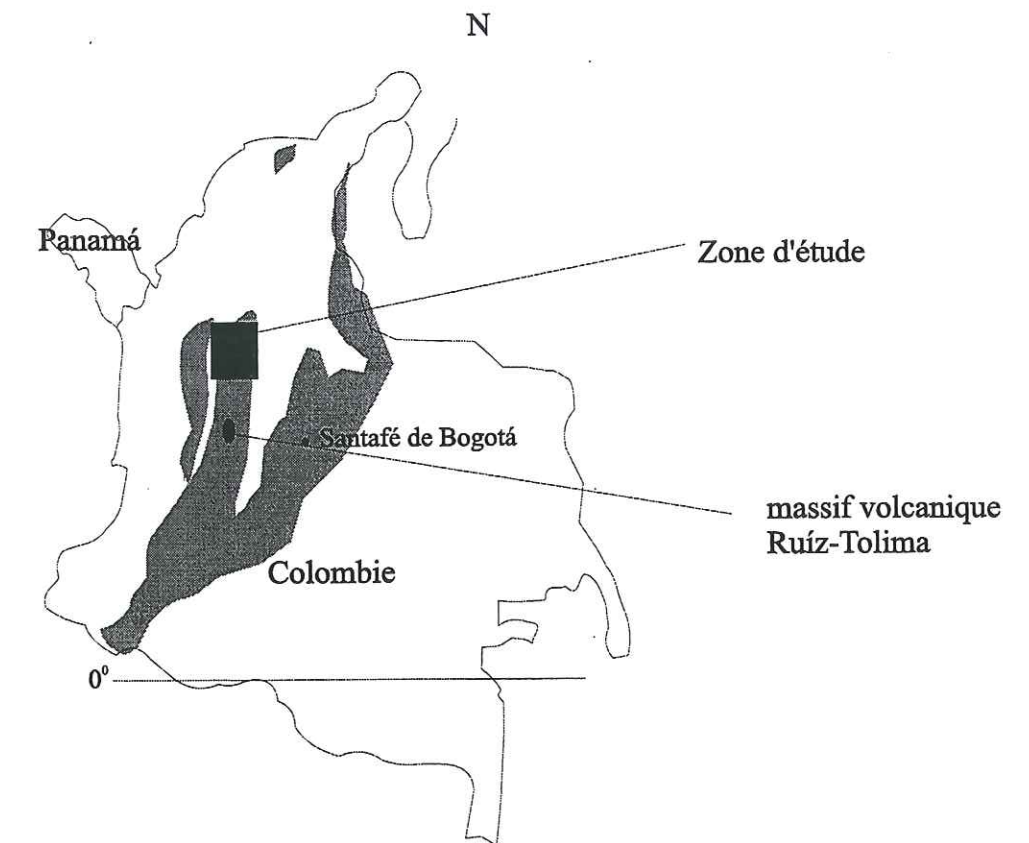


Figure 3-1 : Localisation des secteurs étudiés dans le département d'Antioquia. La vallée d'Aburrá, dépression tectonique, coupe l'altiplano, interprété comme une surface d'érosion (Hermelin, 1983).

diaclasses et faillés, ce que l'on interprète comme des évidences d'une activité tectonique quaternaire (Cuadros *et al.*, 1981).

3.2 Secteur de Santa Rosa de Osos

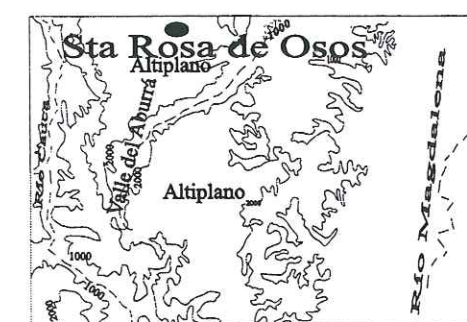
Dix stations ont été étudiées dans ce secteur. Elles s'échelonnent sur une distance d'environ 4 km au nord de Santa Rosa de Osos, le long de la route qui conduit de Medellín à Cartagena (Figure 3-2).

3.2.1 Contexte géologique et échantillonnage

Les formations rencontrées dans ce secteur sont de plusieurs types (Planche II). Il s'agit, soit :

-de *sols* développés sur le batholite antioqueño des collines, renfermant des niveaux de tephres d'épaisseur millimétrique, pour lequel aucune information chronologique n'est actuellement disponible (Planche II, Photo 5). Quatre stations, référencées 1, 2, 3 et 5 y ont été étudiées. Dans les coupes 1, 2 et 5, nous avons prélevé trois échantillons, un dans chacun des niveaux suivants : dans l'horizon A riche en matière organique, à la limite entre l'horizon A et les argiles provenant du saprolite (horizon pédologique B?), plus ou moins mélangées avec des tephres, et dans l'horizon C, le saprolite de la granodiorite. Aucun échantillon n'a été pris sur la coupe 3, très proche de deux autres et de même type.

-de *dépôts alluviaux* qui remplissent les vallées, constitués pour une bonne part de tephres remaniés mélangés avec du matériel de socle (Planche II, Photo 6). Une datation radiocarbone sur un niveau de tourbe intercalé dans ce type de dépôts à 50 mètres de la station 4 donne un âge de 38380 ± 3820 a BP (Toro et Hermelin, 1993). Une coupe a été prélevée dans des alluvions de remplissage de vallées (station 4), avec sept échantillons. La tourbe datée par ^{14}C se situe entre les niveaux 7 (base) et 13 (sommet) de la coupe de la station 4 (Figure 3-2), datés par traces de fission.

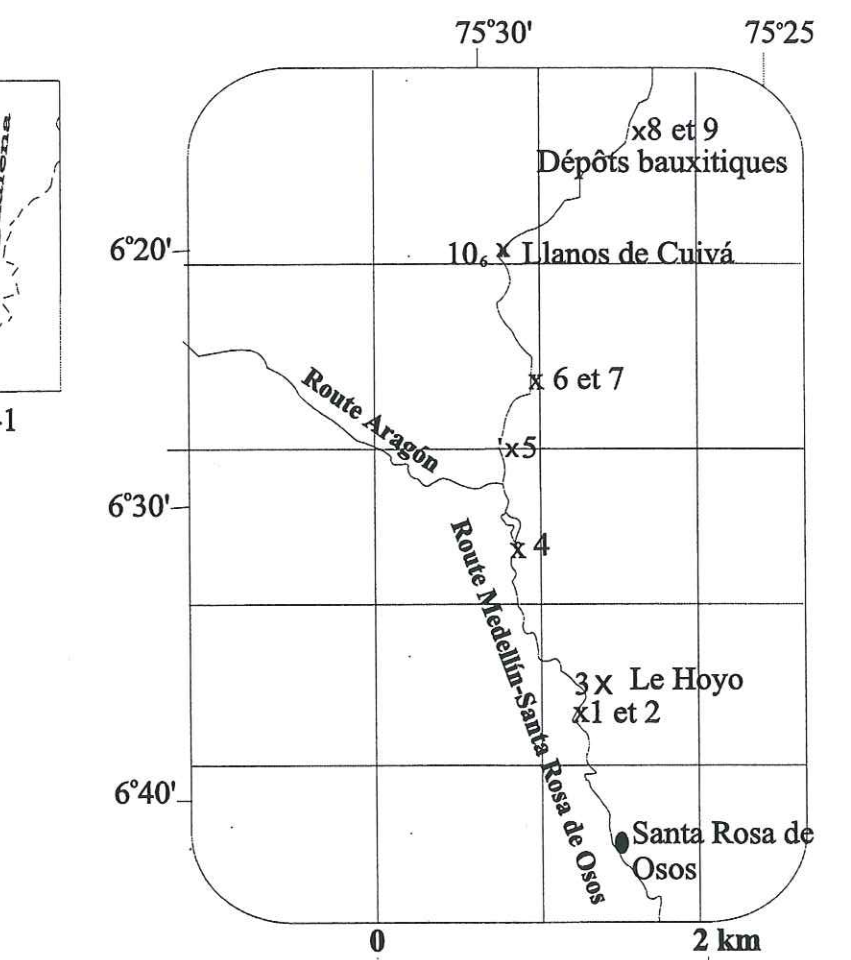


Carte simplifiée de la Figure 3-1

Station 1 (sol sur collines)		
Profondeur cm		Couleur
6	Osos 3	10YR2/2
16	Osos 2	10YR4/3
32	Osos 1	10YR5/6
55	Saprolite Granodiorite	

Station 2 (sol sur collines)		
Profondeur		Couleur
10	Osos 6	10YR2/1
20	Osos 5	2.5Y5/4
35	Osos 4	10YR7/6 croûte d'oxydes
55	Saprolite Granodiorite	

Station 7 (sables stratifiés)		
Profondeur		Couleur
22	Osos 18, 17	10YR5/6
35	Osos 19	10YR7/2
75	Osos 20	10YR7/8
	Osos 21	5YR5/4
	Saprolite granodiorite	



Station 4 (plaine alluviale)		
Profondeur		Couleur
18	Osos 13	2.5Y2/0
34	Osos 12	10YR5/3
41	Osos 11	2.5Y3/2
50	Osos 10	10YR8/4
65	Osos 9	2.5Y5/4
90	Osos 8	10YR3/4
	Osos 7	10YR8/3

Station 5 (sol sur les collines)		
Profondeur		Couleur
25	Osos 16	10YR2/1
43	Osos 15	10YR2/2 croûte d'oxydes
80	Osos 14	2.5Y6/8
	Saprolite Granodiorite	

Station 8: Échantillon Osos 22 (bauxites).
 Station 9: Échantillons Osos 23 (sables arkosiques), Osos 24 (bauxites),
 Osos 25 (bauxites), Osos 26 (sables stratifiés)
 Station 10: Échantillon Osos 27 (sables stratifiés) Osos 28 (sables stratifiés)

Figure 3-2 : Localisation des échantillons datés dans le secteur de Santa Rosa de Osos, et schéma des coupes d'où ils ont été prélevés.

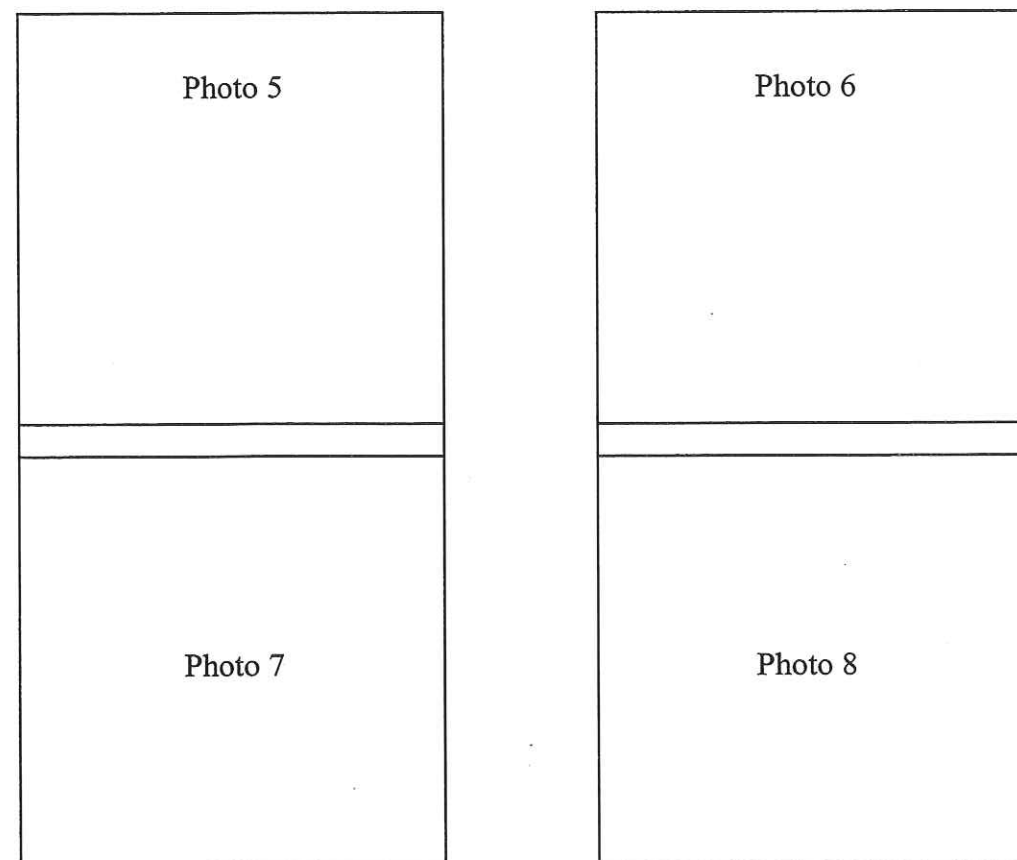


Photo 5 : Sol développé sur colline, renfermant des niveaux de tephras d'épaisseur millimétrique mélangés avec le saprolite du batholite antioqueño. Les niveaux de tephras sont situés à la base du sol, c'est à dire à la transition entre zones sombres et grises, dans le haut du cliché (station 1).

Photo 6 : Dépôts alluviaux qui remplissent les vallées, constitués pour une bonne part de tephras remaniés mélangés avec du matériel de socle (station 4).

Photo 7 : Dépôts bauxitiques (rouges à blancs) surmontant des sables arkosiques, à la station 9. La largeur de la photo représente environ 1 m.

Photo 8 : Dépôts de sables localisés sur un sommet de colline (station 7). (Le stylo donne l'échelle).

Planche II : Photos de coupes du secteur de Santa Rosa de Osos.



-de *sables arkosiques* et de *dépôts bauxitiques* (Planche II, Photo 7) localisés aussi sur les sommets des collines, auxquels Botero (1963) assigne un âge tertiaire précédant le soulèvement de la Cordillère. Des dépôts bauxitiques ont été observés dans les stations 8 et 9, où trois échantillons ont été prélevés. Un échantillon de sable arkosique a été échantillonné à la station 9.

-de *sables stratifiés* localisés sur les sommets des collines (Planche II, Photo 8), interprétés par Hermelin (1993) comme déposés en période froide, au cours de l'événement climatique qui serait à l'origine (voir ci-dessous 3-8) de la *stone line*. Ces sables stratifiés constituent le matériel observé dans les stations 6, 7 et 10. Cinq échantillons ont été prélevés dans la station 7, et deux dans la station 10. La station 6, très voisine de la 7, n'a pas été échantillonnée.

3.2.2 Minéralogie

Après prélèvement, tous les échantillons ont été traités à la batée afin d'en éliminer les composants les plus fins et de procéder à une étude au microscope.

Sur les collines, entre le saprolite de la granodiorite du batholite d'Antioquia et le sol actuel, le matériel volcanique mélangé avec des fragments de roches se trouve en très faible abondance. L'examen au microscope de sept échantillons des stations 1, 2, 5 révèle peu de matériel d'origine volcanique : quelques quartz bipyramidaux sans reliquats magmatiques, et pour les matériaux denses, des fragments de granodiorite, des minéraux opaques, des zircons incolores translucides et/ou roses euhédraux transparents. Les six autres échantillons renferment seulement des fragments de granodiorite.

Dans les vallées, les sédiments alluviaux présentent une grande abondance de minéraux volcaniques, avec ferromagnésiens, quartz bipyramidaux et minéraux opaques mélangés avec du matériel du socle. Seuls des zircons incolores étaient présents dans ces échantillons.

Plusieurs concentrés de minéraux lourds faits à partir d'échantillons de dépôts bauxitiques et de sables arkosiques n'ont révélé aucun matériel d'origine volcanique.

Enfin, dans les dépôts associés a la stone line, des minéraux volcaniques mélangés avec des fragments de granodiorite ont été observés.

Seuls deux des 28 échantillons prélevés, renfermaient des zircons roses, Osos 15 (station 5 sol sur une colline) et Osos 21 (sables stratifiés de la stone line, station 7).

3.2.3 Datation par traces de fission

Sur les 21 échantillons renfermant des zircons (Tableau 3-1), 10 ont été sélectionnés pour une datation par traces de fission. Les résultats sont présentés dans le Tableau 3-2. On constate que, dans huit échantillons sur dix, le test du χ^2 laisse penser que l'on a affaire à une seule population d'âges ($P(\chi^2) > 5\%$). Parmi les deux échantillons qui ne satisfont pas à ce test, l'un, Osos 22, ne se prête pas à une analyse de population d'âges, trois grains seulement, d'âges compris entre 48 et 71 Ma, ayant été analysés. Dans l'autre, Osos 21, les 12 grains datés se répartissent clairement en deux populations, comme le montre la Figure 3-3. Le Tableau 3-3 présente le résultat de l'analyse de population pour cet échantillon.

Localité	Nombre de :			Mesures effectuées			
	coupes	échantillons	minéraux lourds	Datations par TF	Datations par ¹⁴ C	microsonde électronique	
Santa Rosa de Osos	10	28	0	10	(11)	1	0
Envigado	2	7	0	4	(3)	0	0
Amalfi	1	2	0	3	0	0	0
La Union	3	5	0	5	0	0	0
Rionegro	2	4	0	6	0	0	0
Terrasse Rio Negro	5	1	0	1	0	0	0
San Pedro	1	6	0	6	(3)	0	0
vallée d'Aburra	3	9	0	6	0	0	0
Stone Line	3	3	0	3		0	0
Cendres au-dessus de la stone line	(voir Tableau 3-14)			4			

Tableau 3- 1 : Localisation des coupes échantillonnées dans le département d'Antioquia et types d'études effectuées. Datations par traces de fission : entre parenthèses, nombre de montages effectués pour la datation mais non datés, pour des raisons diverses : comportement des grains au cours de l'attaque chimique, hétérogénéité de distribution de l'uranium, etc.

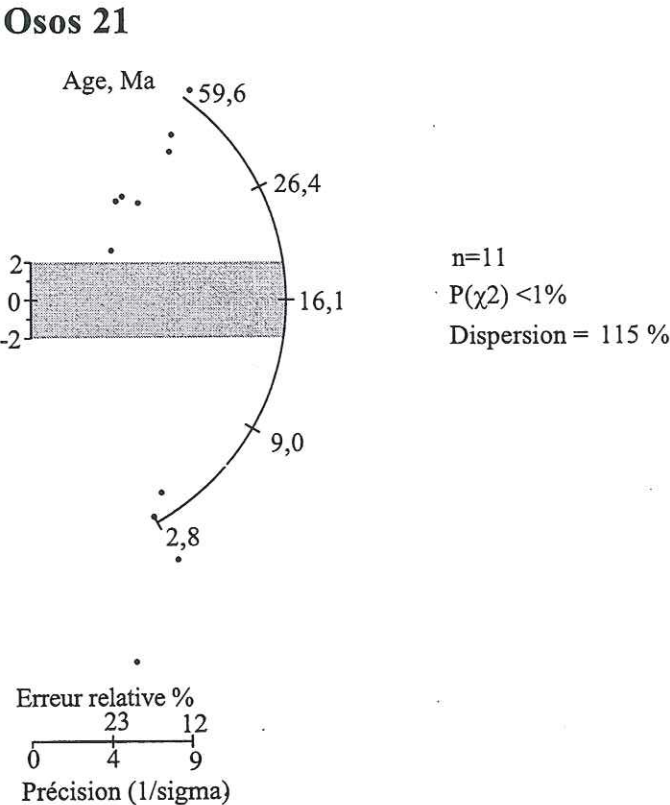


Figure 3-3 : Diagramme radial pour les zircons Osos 21. Ce diagramme montre que les grains de cet échantillon se répartissent en deux populations, l'une vers 50 Ma (7 grains), l'autre vers 3 Ma (4 grains).

Les Tableaux 3-2 et 3-3 mettent en évidence l'existence de deux groupes d'âges centraux : un ensemble >35 Ma, représenté dans neuf échantillons et un second, pliocène, dans deux échantillons. Les zircons du premier groupe sont tous incolores et présentent des densités de traces de fission fossiles supérieures à $3,8 \times 10^6$ tr/cm². Ceux du second sont roses, euhédraux, avec des densités de traces fossiles inférieures à $0,7 \times 10^6$ t/cm². Nous attribuons les premiers au socle plutonique local, dont ils proviendraient par érosion et transport, ou désagrégation sur place des roches (saprolite) et les seconds au volcanisme pliocène.

Echantillon		Latitude	Longitude	n	$^{ps}_{10^6/cm^2}$ (Ns)	$^{pi}_{10^6/cm^2}$ (Ni)	Dispersion $P(\chi^2)$ %	E.T. %	$^{pd}_{10^4/cm^2}$ (Ns)	AgeCentral Ma $\pm 1\sigma$
Station 1		6°1'18"	75°28'6"							
Osos 1	I			6	5,443 (2408)	1,151 (509)	49	9	5,946 (13369)	51,4 \pm 1,5
Osos 2	I			3	5,146 (1328)	1,027 (265)	3	14	5,946 (13369)	54,0 \pm 2,0
Station 2		6°1'18"	75°28'6"							
Osos 4	I			7	4,186 (2199)	0,931 (489)	6	11	5,946 (13369)	48,2 \pm 1,4
Osos 6	I			4	6,425 (829)	1,240 (160)	65	<1	5,946 (13369)	56,1 \pm 1,5
Station 4		6°4'18"	75°29'36"							
Osos 7	I			2	4,500 (282)	0,846 (53)	47	<1	5,946 (13369)	57,6 \pm 2,8
Osos 13	I			3	4,020 (289)	1,252 (90)	63	<1	5,946	35,3 \pm 1,7
Station 5		6°46'00"	75°29'30"							
Osos15	R			14	0,670 (442)	2,616 (1726)	68	<1	5,946 (13369)	2,79 \pm 0,13
Station 7		6°7'00"	75°29'30"							
Osos 21	I+R			11	2,365 (1783)	1,506 (1135)	<1	115	5,946 (13369)	16,1 \pm 2,8
Station 8		6°0'30"	75°28'54"							
Osos 22	I			3	5,446 (803)	1,051 (155)	20	5	5,946 (13369)	56,3 \pm 1,9
Station 9		6°0'30"	75°28'54"							
Osos 24	I			4	3,855 (611)	0,896 (142)	50	<1	5,946 (13369)	46,7 \pm 1,7

Tableau 3- 2 : Ages TF des zircons incolores et roses du secteur de Santa Rosa de Osos, département d'Antioquia (termes définis dans le Tableau 2-4, chapitre 2). I=incolores, R=roses.

Les données analytiques, grain par grain, correspondant aux tableaux donnés dans ce chapitre, sont donnés en Annexe B.

3.2.3.1 Les zircons de socle.

Ils sont présents dans tous les échantillons sauf Osos 15. En général, de 30 à 60 zircons ont été montés par échantillon. Le nombre de grains datés n'est donc pas représentatif du nombre de zircons datables. Toutefois, à l'exception des zircons roses d'Osos 15 et 21, tous les

autres étaient du type transparent à densité de traces élevées : ils ont donc tous été considérés comme des zircons de socle, selon les critères dégagés ci-dessus. Nous n'avons donc daté que quelques grains par échantillon, juste pour caractériser les âges de ce matériel de socle. Dans huit échantillons sur neuf, les âges centraux sont compris entre 48 et 58 Ma, avec une moyenne pour cet ensemble de 52,3 \pm 4,0 Ma. L'échantillon Osos 13 se distingue de cet ensemble avec un âge de 35,3 \pm 1,7 Ma, obtenu sur trois cristaux.

Dans l'ensemble, la dispersion des âges individuels est compatible avec une seule population d'âges, c'est à dire que les point représentatifs de chaque échantillon s'alignent bien sur une isochrone (Figure 3-4), sauf pour Osos 2, qui ne satisfait pas au test de χ^2 , avec un $P(\chi^2)$ de seulement 3%, et -marginale-, à $\pm 2\sigma$, Osos 1.

On peut supposer que les zircons de socle proviennent de l'érosion sur place du batholite antioqueño, qui affleure localement. Près de Santa Rosa de Osos, dans la localité de Yarumal, des biotites datées par Rb-Sr ont donné des âges de 58, 60 et 68 Ma (Pérez, 1967 in González, 1993) soit un groupement d'âges autour de 62,0 \pm 4,3 Ma. L'âge de ces biotites est donc supérieur (de 10 Ma en moyenne), à celui des zircons. C'est bien ce à quoi on serait en droit de s'attendre, puisque la température de fermeture des biotites pour le système Rb-Sr, de 300 \pm 50° C, est supérieure à la température effective de rétention des traces dans les zircons, d'environ 250°C. De la comparaison des données TF/zircons et Rb-Sr/biotites, il ressort qu'entre 62 et 52 Ma, le batholite antioqueño se serait refroidi à un taux moyen de 5°C/Ma.

Ce refroidissement apparaît comme postérieur à la collision du supraterrain Tahami-Calima avec le blocs andin, qui s'est produite entre 66 et 62 Ma (Paucar et Saenz, 1996) et pourrait être associé à la relaxation thermotectonique qui lui a succédé. Ces aspects seront discutés plus loin (voir §3-10).

3.2.3.2 Les zircons volcaniques.

Ces zircons n'ont été rencontrés que dans deux échantillons. Dans Osos 21, seuls quatre zircons étaient roses et présentaient une densité de traces significativement inférieure à

10^6tr/cm^2 . Cette population passe le test du χ^2 (unicité de population) et son âge central s'établit à $3,13 \pm 0,20$ Ma (Tableau 3-3). Dans le second échantillon, Osos 15, tous les zircons étaient roses et 14 d'entre eux ont été datés. Ils s'alignent tous sur une bonne isochrone à $2,79 \pm 0,13$ Ma (Figure 3-5). Dans Osos 15, les âges individuels sont dispersés entre 2,20 et 4,25 Ma. La dispersion est du même ordre pour Osos 21, puisque, bien que seuls quatre grains aient été datés, leurs âges vont de 2,8 à 4,0 Ma. Il est donc possible que la différence d'âge central entre ces deux échantillons ne soit attribuable qu'à un effet statistique : le petit nombre de grains datés pour Osos 21.

Population	n	ρ_s	ρ_i	Dispersion		ρ_d	Age central Ma $\pm 1\sigma$
		10^6 t/cm^2 (Ns)	10^6 t/cm^2 (Ni)	$P(\chi^2)$ %	E. T. %	10^4 t/cm^2 (Nd)	
Incolore	7	4,221 (1556)	1,051 (155)	20	7	5,946 (13369)	$48,4 \pm 1,4$
Rose	4	0,589 (227)	2,053 (791)	22	3	5,946 (13369)	$3,13 \pm 0,20$

Tableau 3- 3 : Résultats de l'analyse de populations pour l'échantillon Osos 21 (termes définis dans le Tableau 2-4 du chapitre 2).

3.3 Secteur d'Envigado (sur l'altiplano)

3.3.1 Contexte géologique et échantillonnage

Dans les formations superficielles de ce secteur, nous avons entrepris la datation des dépôts volcano-sédimentaires faillés et diaclasés, à intercalations de tourbes (Planche III, Photo 9) qui se trouvent à la limite entre l'altiplano et la vallée d'Aburrá, à une altitude de 2550 m (Figure 3-1). Aucune étude détaillée n'avait encore été faite sur ce type de dépôts, essentiellement volcaniques. Leur aspect général rend très difficile leur différenciation minéralogique d'avec d'autres dépôts similaires du secteur qui ne présentent pas d'évidences nettes de diaclases.

Deux stations ont été échantillonnées. La coupe 1 apparaît sur la Photo 9 de la Planche III (Figure 3-1). La coupe 2 se trouve dans le même secteur, à 100 mètres de distance. Alors que le profil 1 est situé à la limite altiplano-vallée d'Aburrá, le second se situe à 50 m au-dessous, sur un bloc tectonique de l'intérieur de la vallée. La relation latérale entre ces blocs n'est pas visible sur le terrain. Les formations superficielles de ces deux stations reposent directement sur le socle métamorphique. Les sédiments qui les constituent témoignent d'une paléo-hydrographie antérieure à l'ouverture de la vallée d'Aburrá. Ils correspondent à une séquence alluviale renfermant des galets de roches métamorphiques et, dans la fraction sableuse, des éléments de tephres. Des zircons ont été trouvés dans ces deux stations. Plusieurs niveaux ont été échantillonnés :

- Dans le profil 1, il s'agit, de la base au sommet, des niveaux Envigado 7 à 3. L'échantillon Envigado 5 correspond à un fragments de bois et de tourbe qui a été prélevé en vue d'une étude future de palynologie. Etant donné l'âge stratigraphique de ces dépôts, une datation radiocarbone n'a pas été envisagée.

- Dans le profil 2, des échantillons Envigado 1 et 2.

3.3.2 Minéralogie

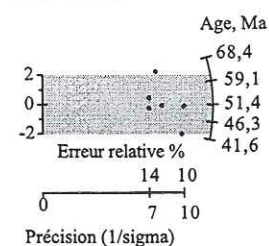
Les minéraux lourds observés correspondent à des amphiboles, des pyroxènes, des opaques et des zircons, mélangés avec des fragments de roches métamorphiques altérées. Dans la coupe 1, les zircons roses sont les seuls à être représentés dans les niveaux 3, 4 et 6 ; par contre, le type incolore est le seul trouvé au niveau 7. Dans la coupe 2, des zircons roses et incolores sont présents dans les échantillons 1 et 2.

3.3.3 Datation par traces de fission

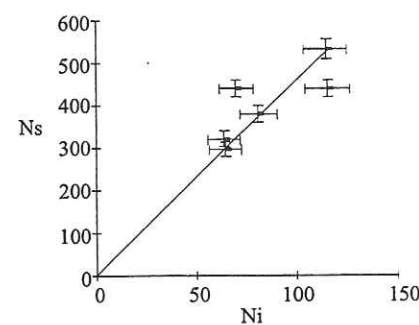
Sur les six échantillons des deux profils dont des zircons ont été montés pour la datation par traces de fission, seuls quatre - Envigado 3, 4, 6 et 7-, appartenant à la coupe 1, ont pu être datés. Dans les niveaux 3, 4 et 6, deux montages ont été faits, correspondant à des zircons de

Osos 1

51,4 ± 1,5 Ma

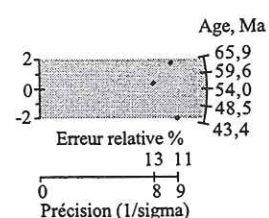


n=6
P(χ²)=49%
Dispersion = 9%

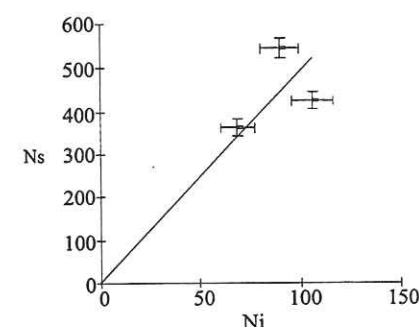


Osos 2

54,0 ± 2,04 Ma

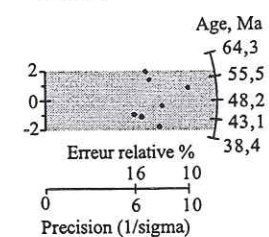


n=3
P(χ²)=3%
Dispersion = 14%

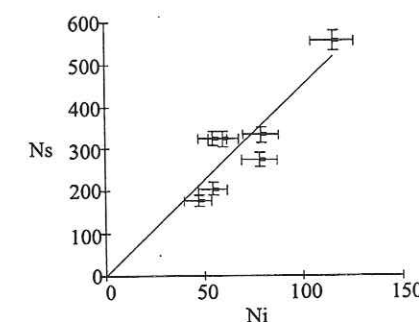


Osos 4

48,2 ± 1,4 Ma

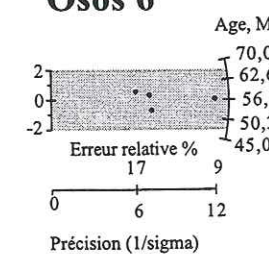


n=7
P(χ²)=6%
Dispersion = 11%



Osos 6

56,1 ± 1,5 Ma



n=3
P(χ²)=65%
Dispersion <1%

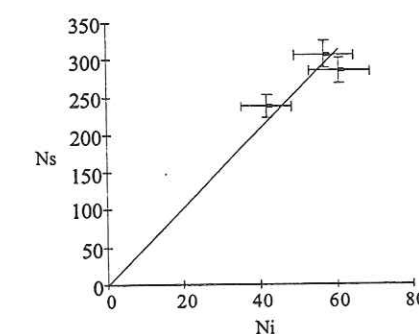
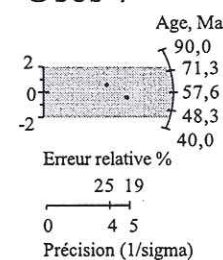


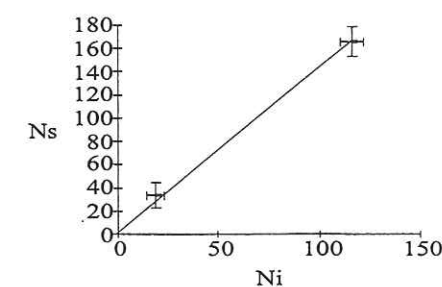
Figure 3-4 A : Diagrammes radiaux (à gauche) et isochrones (à droite) pour les zircons incolores translucides du socle, Santa Rosa de Osos.

Osos 7

57,6 ± 2,8 Ma

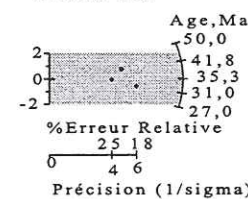


n=2
P(χ²)=47%
Dispersion <1%

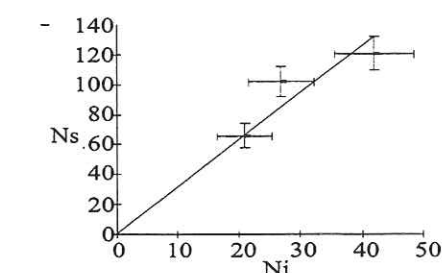


Osos 13

35,3 ± 1,7 Ma

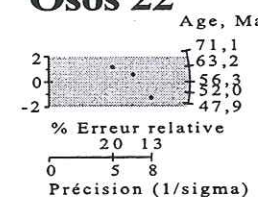


n=3
P(χ²)=63%
Dispersion <1%

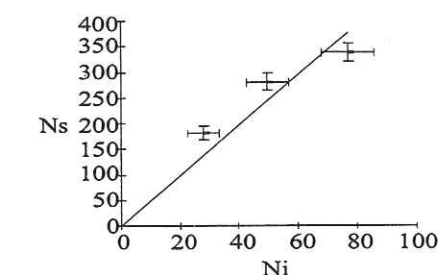


Osos 22

56,3 ± 1,9 Ma

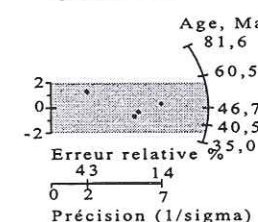


n=3
P(χ²)=20%
Dispersion =5%

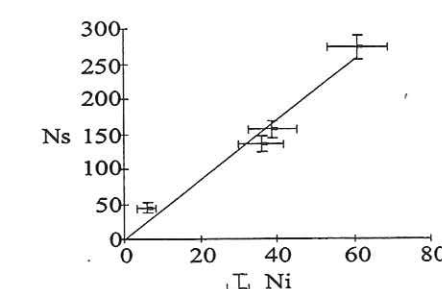


Osos 24

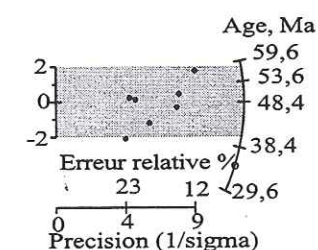
46,7 ± 1,7 Ma



n=4
P(χ²)=50%
Dispersion <1%



Osos 21, incolores 48,4 ± 1,4 Ma



n=7
P(χ²)=15%
Dispersion =7%

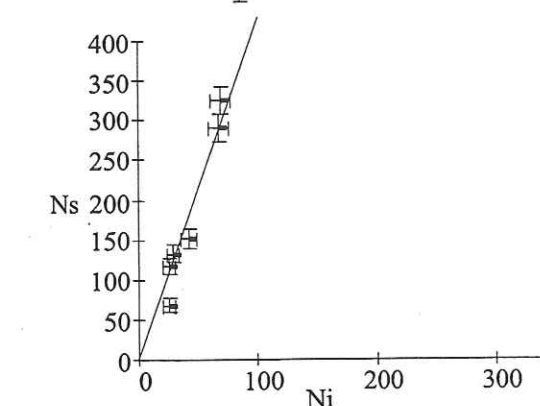
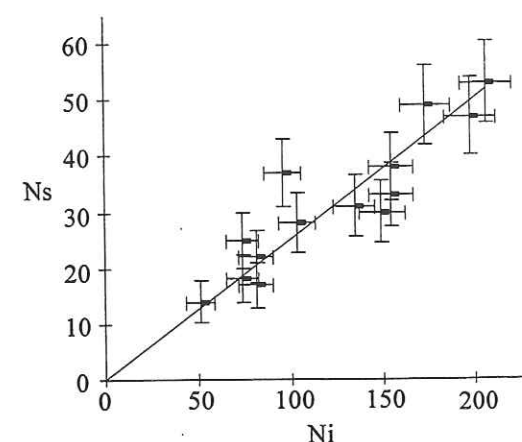
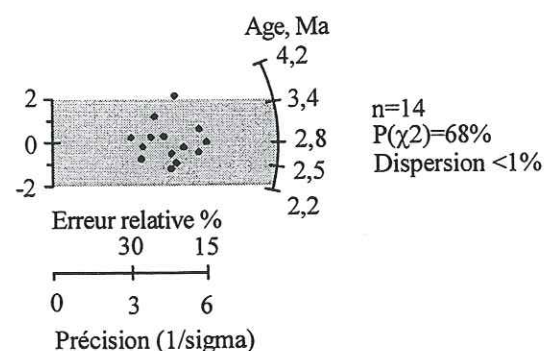


Figure 3-4 B : Diagrammes radiaux (à gauche) et isochrones (à droite) pour les zircons incolores translucides du socle, Santa Rosa de Osos, (suite).

Osos 15 2,79 ± 0,13 Ma



Osos 21 roses 3,13 ± 0,20 Ma

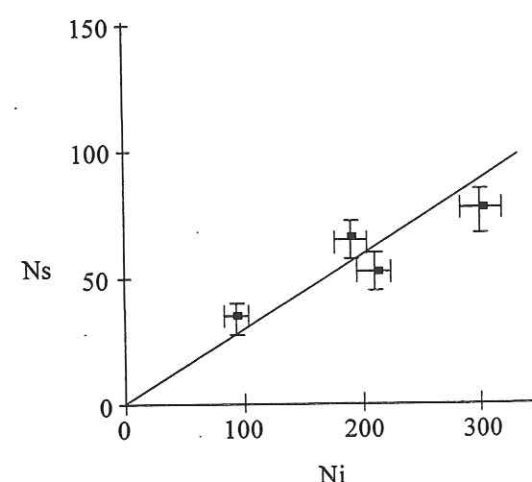
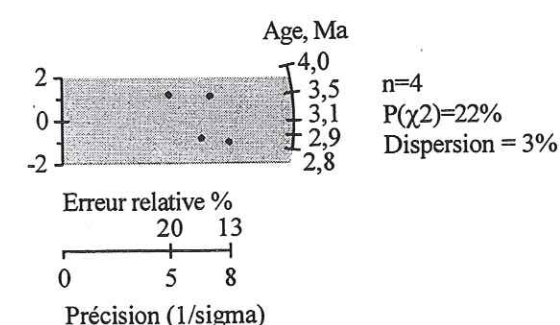


Figure 3-5 : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons roses provenant des échantillons Osos 15 et 21. Voir leur localisation dans la figure 3-2.

granulométries différentes. Les zircons du profil 2 n'ont pu être datés en raison d'un incident expérimental et d'une impossibilité de renouveler l'échantillonnage (des travaux routiers ultérieurs dans le secteur ayant recouvert l'affleurement).

Les résultats sont présentés dans le Tableau 3-4. Le test de χ^2 et l'écart-type de l'âge central montrent tous deux que dans chaque montage, une seule population d'âges est présente. On observe que, contrairement au secteur de Santa Rosa de Osos, les zircons volcaniques sont dominants, seul l'échantillon Envigado 7 renfermant des zircons de socle.

Profondeur cm	Echantillon	Granulométrie μm	n	ρ_s $10^6/\text{cm}^2$	ρ_i $10^6/\text{cm}^2$	Dispersion $P(\chi^2)$ %	E. T. %	ρ_d $10^6/\text{cm}^2$	Age central Ma $\pm 1\sigma$
20	Envigado 3	200-75	9	0,660 (183)	2,242 (622)	19	14	6,291 (10395)	3,40 \pm 0,27
		>200	4	1,048 (85)	2,651 (215)	77	<1	6,291 (10395)	4,55 \pm 0,45
		<i>tous grains</i>	13	0,263 (268)	0,822 (837)	21	15	6,291 (10395)	3,69 \pm 0,25
50	Envigado 4	200-75	9	0,421 (123)	1,225 (358)	60	<1	6,291 (10395)	3,95 \pm 0,33
		>200	21	0,929 (702)	2,177 (1645)	81	<1	6,291 (10395)	4,71 \pm 0,19
		<i>tous grains</i>	30	0,787 (825)	1,911 (2003)	73	<1	6,291 (10395)	4,74 \pm 0,18
100	Envigado 6	200-75	11	0,508 (124)	1,581 (386)	81	<1	6,291 (10395)	3,70 \pm 0,31
		>200	32	0,708 (884)	1,396 (1742)	45	4	6,291 (10395)	5,60 \pm 0,21
		<i>tous grains</i>	43	0,676 (1008)	1,426 (2128)	10	16	6,291 (10395)	5,42 \pm 0,21
200	Envigado 7		6	2,225 (4080)	0,431 (79)	97	<1	6,291 (10395)	59,2 \pm 2,5

Tableau 3- 4 : Ages traces de fission des zircons roses d'Envigado 3, 4, et 6 par granulométrie et *en italique*, en regroupant tous les grains (termes définis dans le Tableau 2-4 du chapitre 2). La profondeur a été prise par rapport à la surface actuelle, mais elle ne correspond pas au niveau superficiel d'érosion, car des travaux d'infrastructure l'ont dégagé localement.

3.3.3.1 Les zircons du socle.

Ils sont présents seulement à la base de la séquence du profil 1. Sur la cinquantaine de grains montés, sept seulement ont été datés. Mais étant donné la couleur, la morphologie et la densité de traces fossiles des autres grains, leur origine est également attribuée au socle

métamorphique. Les neuf cristaux datés s'alignent sur une bonne isochrone à $59,2 \pm 2,5$ Ma (Figure 3-6).

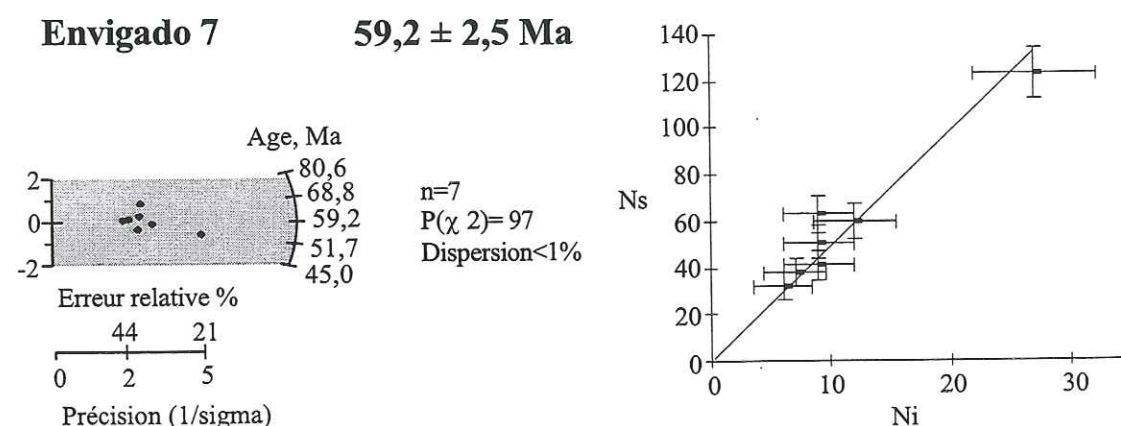


Figure 3-6 : Diagrammes radial et isochrone pour les zircons incolores provenant de la base du profil Envigado.

Le soubassement de la séquence datée est constitué de roches métamorphiques paléozoïques (Toussaint, 1993), mais près de ce secteur nous retrouvons le batholite antioqueño. Un âge TF sur des zircons du batholite, à quelques km au nord-est de notre profil, de 58 ± 6 Ma (Jaramillo, 1978) est concordant avec celui que nous avons obtenu à Envigado.

Les seuls zircons de socle que nous avons datés à Envigado proviennent de la base de la coupe, au contact du socle paléozoïque. On peut donc supposer qu'ils viennent directement du saprolite local. Dans ce cas, leur âge paléocène, concordant avec celui des zircons du batholite datés par Jaramillo (1978), pourrait signifier que les sédiments paléozoïques d'Envigado ont été réchauffés par métamorphisme de contact lors de la mise en place du batholite. La concordance d'âges traces de fission de nos zircons avec ceux de Jaramillo (1978) signifierait alors que nous sommes suffisamment proches du contact avec le batholite (<3 km) pour avoir connu la même histoire de refroidissement (<300°C) que lui.

Alternativement, les zircons de socle d'Envigado pourraient provenir par érosion du batholite tout proche.

3.3.3.2 Les zircons volcaniques.

Ils sont présents dans tous les niveaux échantillonnés, à l'exception du niveau de base (Envigado 7). Tous sont roses, euhédraux et avec des densités de traces fossiles qui varient entre 0,42 et $1,0 \times 10^6$ tr/cm². On observe, dans chaque niveau, (i) que les grains des deux granulométries isolées peuvent être considérés, d'après les paramètres de dispersion, comme appartenant à une seule population d'âges, et (ii) que l'âge central de la population de zircons la plus grossière est systématiquement supérieur à celui de la population de grains de granulométrie inférieure. Ainsi, pour Envigado 6, les grains les plus grossiers présentent un âge central de $5,60 \pm 0,21$ Ma contre $3,70 \pm 0,31$ Ma pour ceux de la granulométrie inférieure.

Cependant, les diagrammes polaires et isochrones (Figure 3-7) suggèrent que la situation pourrait être plus complexe. En effet, en particulier dans les zircons de la granulométrie inférieure, pour Envigado 3 et 4 (Figure 3-7B), la distribution des âges individuels des grains datés est relativement large.

Par ailleurs, l'examen des âges individuels des zircons de chaque granulométrie (Annexe B) montre un certain recouvrement, puisque par exemple pour Envigado 6, le spectre d'âges varie de 8,66 à 3,32 Ma pour les zircons les plus grossiers et de 6,84 à 2,20 Ma pour les plus petits (diagrammes radiaux de la Figure 3-7). Si deux tephres sont bien mélangés dans ce niveau, on peut donc supposer que, si les zircons de l'un sont bien, *en moyenne*, plus petits que ceux de l'autre, il peut y avoir recoupement des distributions granulométriques. Nous avons donc, dans un second temps, calculé l'âge central de l'ensemble des grains de chaque niveau (lignes en italique du Tableau 3-4, Figure 3-8). On observe que les 30 grains datés d'Envigado 4 se comportent bien comme s'il s'agissait d'une population unique, puisque caractérisés par un $P(\chi^2)$ élevé, de 73% et un écart-type très faible, <1%. Par contre, dans Envigado 3 et 6, si le $P(\chi^2)$ est bien supérieur à 5% et suggère une unicité de population, il n'atteint que respectivement 21% et 10%. De leur côté, les valeurs d'écart-types de 15 et 16% laissent ouvertes la possibilité de populations composites. Nous avons donc procédé, sur ces deux

échantillons (et bien qu'il n'y ait que 13 grains datables dans Envigado 3), à une analyse de population d'âges, dont le résultat est reporté dans le Tableau 3-5.

Echantillon	n	ρ_s 10 ⁶ /cm ²	ρ_i 10 ⁶ /cm ²	Dispersion P(χ^2) % E. T. %		ρ_d 10 ⁶ /cm ²	Age central Ma±1σ
Envigado 3							
Population 1	4	0,197 (74)	0,888 (334)	97	<1	6,291 (10395)	2,55 ± 0,28
Population 2	9	0,302 (194)	0,783 (503)	97	<1	6,291 (10395)	4,44 ± 0,30
Envigado 6							
Population 1	12	0,489 (190)	1,553 (604)	99	<1	6,291 (10395)	3,64 ± 0,25
Population 2	31	0,750 (814)	1,396 (1514)	98	<1	6,291 (10395)	6,19 ± 0,23

Tableau 3- 5 : Résultats de l'analyse de populations pour les zircons roses du profil Envigado (termes définis dans le Tableau 2-4 du chapitre 2).

On constate des comportements différents selon les échantillons :

Envigado 3.- Deux populations très bien définies apparaissent, avec pour chacune une forte probabilité et des âges de respectivement à 2,55 \pm 0,28 Ma et 4,44 \pm 0,30 Ma (Figure 3-9).

Envigado 6.- De nouveau, on peut affirmer dans cet échantillon que tout se passe comme s'il comportait deux populations, de respectivement 3,64 \pm 0,25 Ma et 6,19 \pm 0,23 Ma (Figure 3-9).

Envigado 4.- L'analyse de populations (comme suspecté plus haut) ne permet pas d'affirmer qu'il y ait plus d'une population d'âges dans cet échantillon.

On observe donc que dans Envigado 3 et 6, les population séparées de cette façon (Tableau 3-5) apparaissent plus homogènes que celles définies par une simple coupure granulométrique, puisqu'elles sont caractérisées par des P(χ^2) plus élevés, toujours >97%, contre <81% (Tableau 3-4). Elles sont donc plus réalistes. Ceci n'implique pas nécessairement que chacune de ces populations d'âges corresponde à un événement unique, mais que si elles regroupent des zircons de plusieurs tephres, ceux-ci soient d'âges suffisamment proches pour qu'on ne puisse pas les distinguer entre eux.

3.3.3.3 Age maximum de formation de la vallée d'Aburrá

L'âge maximum de dépôt de chacun des niveaux de tephres d'Envigado est donné par celui de la population la plus jeune de zircons qu'il renferme. Ces âges sont reportés dans le Tableau 3-6. Les contraintes les plus fortes sont données par les populations les plus jeunes d'Envigado 3 et 6. Si l'on tient compte de la précision des âges à 2 σ , on peut affirmer que le dépôt du niveau Envigado 6 n'est pas antérieur à 4,1 Ma et celui d'Envigado 3 à 3,1 Ma. Comme ces matériels se sont déposés dans une ambiance fluviatile, on peut affirmer que la formation de la vallée d'Aburrá leur est postérieure, c'est à dire quelle daterait au mieux du Pliocène supérieur.

Profondeur cm	Echantillon	Age maximum de dépôt Ma \pm 1 σ
20	Envigado 3	2,55 \pm 0,28
50	Envigado 4	4,44 \pm 0,30
100	Envigado 6	3,64 \pm 0,25

Tableau 3- 6 : Age maximum de dépôt des tephres d'Envigado.

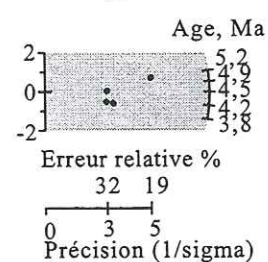
3.4 Dépôts lacustres d'Amalfi, de Mesopotamia, de Rionegro et de la Unión

Les séquences stratigraphiques observées dans les formations superficielles des sites d'Amalfi, de La Unión, de Mesopotamia et de Rionegro, présentent une structure homogène : il s'agit toujours de séquences lacustres surmontées par des dépôts volcano-sédimentaires, dont elles sont séparées par la stone line (Planche III, Photo 10). Ces séquences, associés à des dépressions, ne semblent pas avoir été affectées par une activité tectonique marquée, à l'exception de quelques failles dans le secteur de La Unión et de Mesopotamia. Nous traiterons dans cette partie des seuls sédiments lacustres.

3.4.1 Contexte géologique et échantillonnage

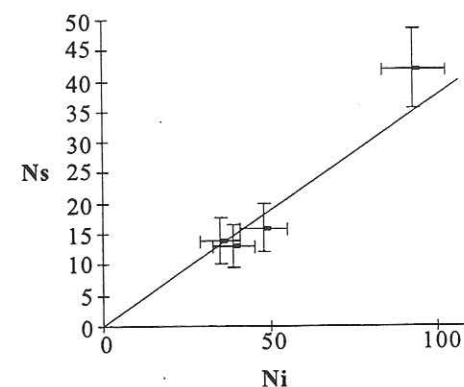
Les séquences stratigraphiques lacustres sont *grosso modo* homogènes. Il s'agit de dépôts argileux qui proviennent de l'altération de matériaux volcaniques. Ils présentent une couleur grise, due aux conditions réductrices du milieu de sédimentation (López, 1972). En

Envigado 3

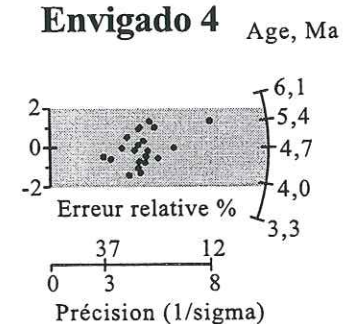


$4,55 \pm 0,45 \text{ Ma}$

n=4
 $P(\chi^2)=77\%$
Dispersion <1%

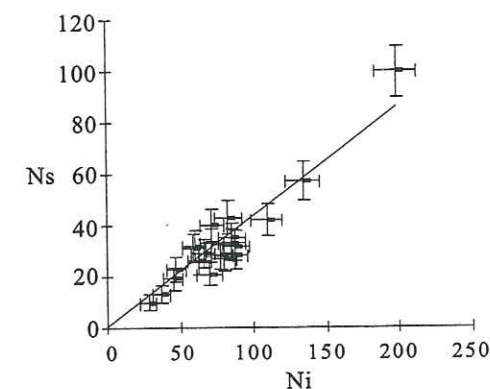


Envigado 4

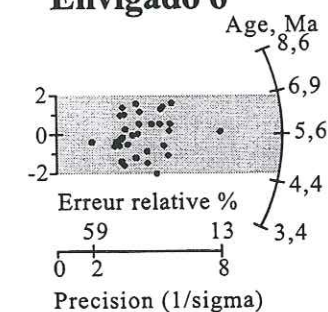


$4,71 \pm 0,19 \text{ Ma}$

n=21
 $P(\chi^2)=81\%$
Dispersion <1%

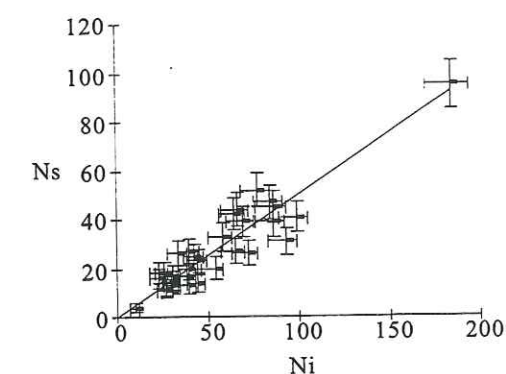


Envigado 6



$5,60 \pm 0,21 \text{ Ma}$

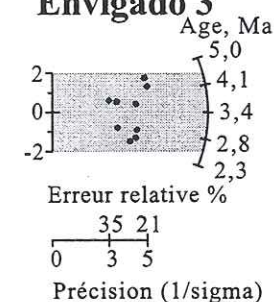
n=32
 $P(\chi^2)=45\%$
Dispersion = 4%



*Zircons Envigado volcaniques
granulométrie >200 μm*

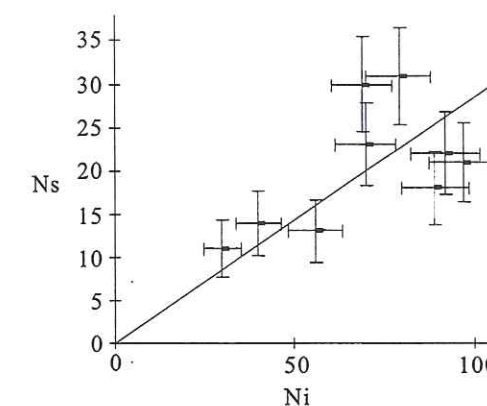
Figure 3-7 A : Diagrammes radiaux et isochrones pour les échantillons d'Envigado, granulométrie >200 μm .

Envigado 3

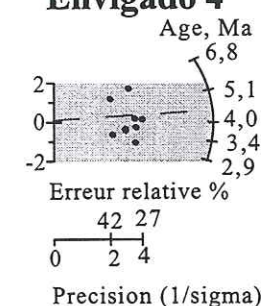


$3,40 \pm 0,27 \text{ Ma}$

n=9
 $P(\chi^2)=97\%$
Dispersion = 14%
Voir texte

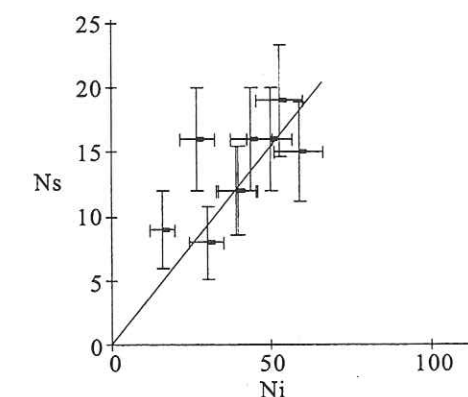


Envigado 4

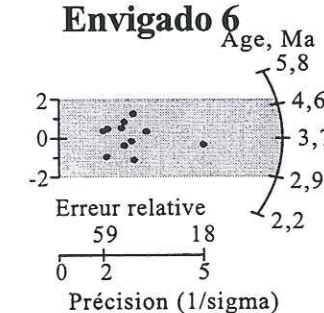


$3,95 \pm 0,33 \text{ Ma}$

n=9
 $P(\chi^2)=60\%$
Dispersion <1%
voir texte

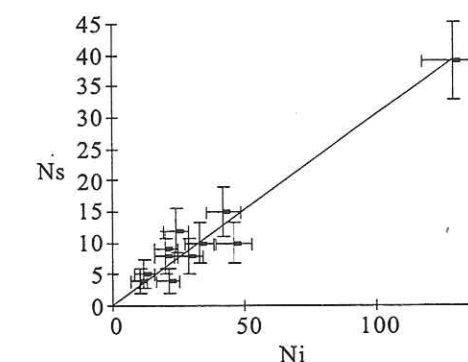


Envigado 6



$3,70 \pm 0,31 \text{ Ma}$

n=11
 $P(\chi^2)=85\%$
Dispersion <1%



*Zircons Envigado volcaniques
granulométrie 75-200 μm*

Figure 3-7 B : Diagrammes radiaux et isochrones pour les échantillons d'Envigado, granulométrie 75-200 μm .

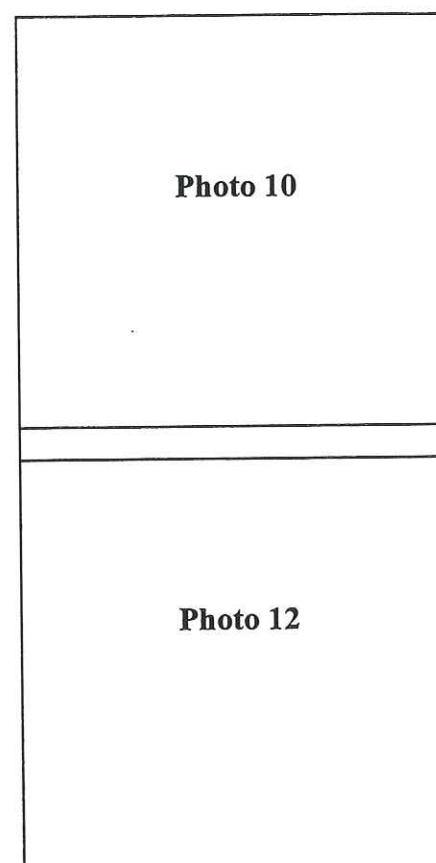
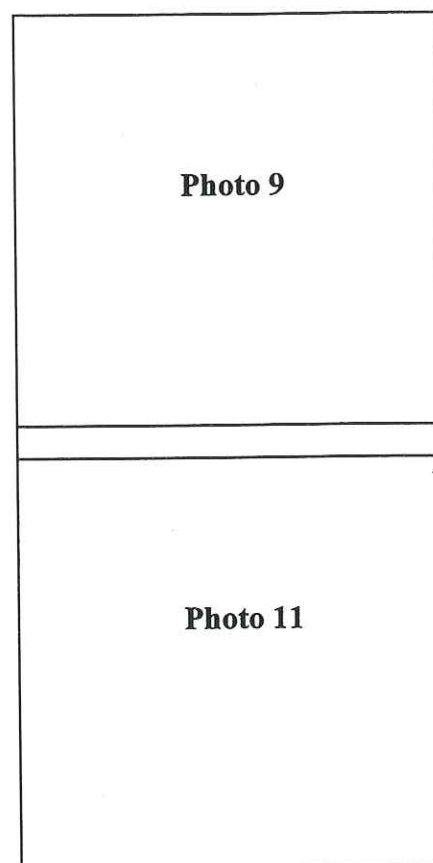


Photo 9 : Dépôt volcano-sédimentaires faillé (gris clair) et diaclasé, à intercalations de tourbes (noires), qui se trouve à la limite entre l'altiplano et la vallée d'Aburrá, à une altitude de 2550 m. (Envigado, profil 2).

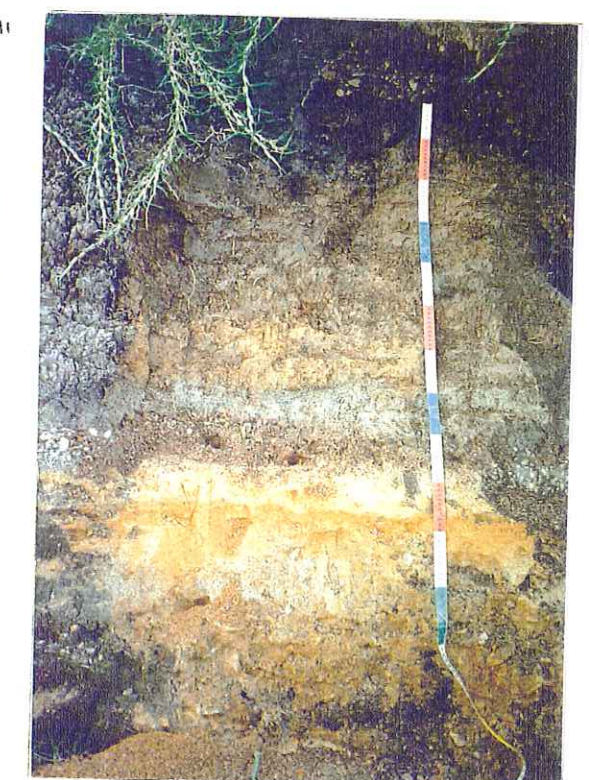
Photo 10 : Dépôts lacustres de La Unión (gris clair), surmontés par des dépôts volcano-sédimentaires (de teinte sombre). La stone line épaisse de quelques centimètres, sépare les deux ensembles.

Photo 11 : Terrasse supérieure de Rionegro (en jaune), surmontée par les cendres supérieures (gris noir). On aperçoit entre les deux les galets de la stone line.

Photo 12 : Dépôts alluviaux (jaune à blancs) de San Pedro (El Tambo), surmonté par les cendres supérieures et le sol actuel (noir). Entre dépôts alluviaux et cendres, la stone line aux galets particulièrement visibles sur la gauche du cliché.

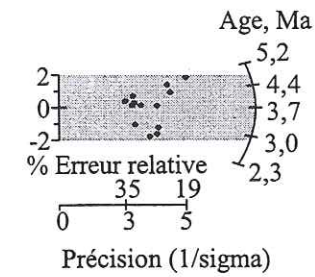
Planche III : Photos des coupes étudiées autour de la vallée d'Aburrá et à La Unión, département d'Antioquia.

Photo



Envigado 3 total

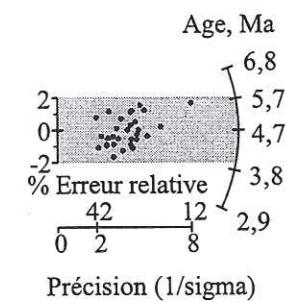
$3,69 \pm 0,25$ Ma



n=13
P(χ^2)=21%
Dispersion = 15%

Envigado 4 total

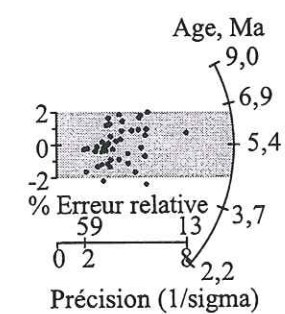
$4,74 \pm 0,18$ Ma



n=30
P(χ^2)=73%
Dispersion = 1%

Envigado 6 total

$5,42 \pm 0,21$ Ma

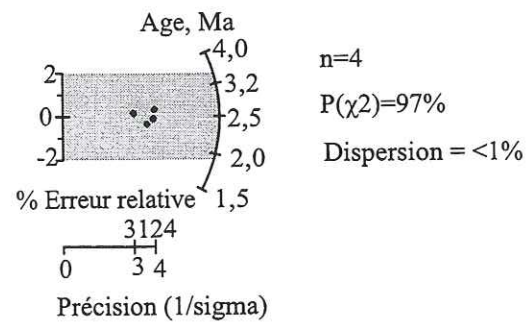


n=43
P(χ^2)=10%
Dispersion = 15%

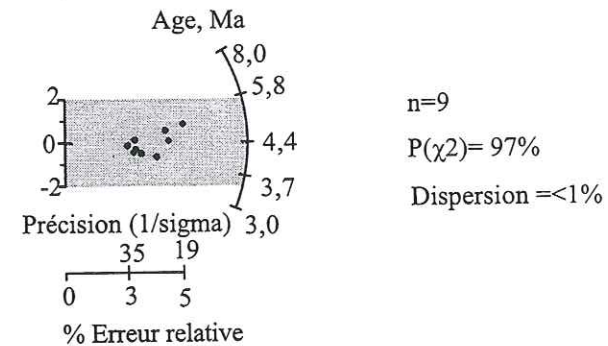
Figure 3-8 : Diagrammes radiaux, par niveau, des zircons roses du profil Envigado, indépendamment de la taille des cristaux.

Envigado 3

2,55 ± 0,28 Ma

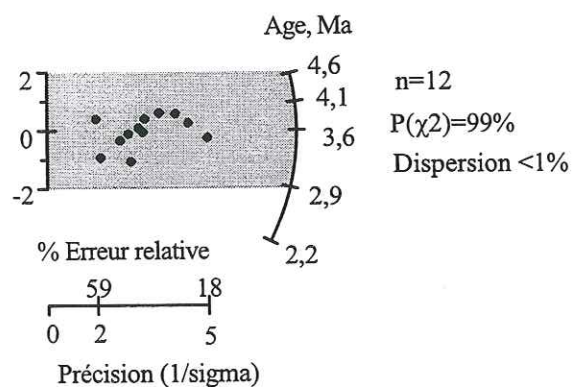


4,44 ± 0,3 Ma



Envigado 6

3,64 ± 0,25 Ma



6,19 ± 0,23 Ma

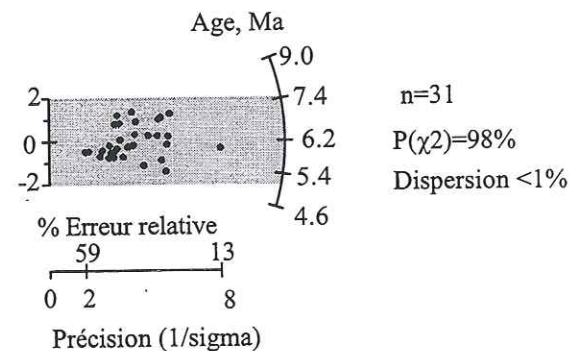


Figure 3-9 : Diagrammes radiaux pour les zircons d'Envigado 3 et 6 de la coupe Envigado 2, après analyse de populations.

général, deux ensembles sont repérables par la couleur, plus sombre dans la partie supérieure, plus claire vers la base. Dans le secteur d'Amalfi, le soubassement est constitué de schistes argileux altérés du Crétacé, plus ou moins anchimétamorphisés (Hall *et al.*, 1972) ; à Rionegro, c'est le saprolite de la granodiorite du batholite antioqueño, d'âge aussi crétacé (González, 1993) avec des roches métamorphiques paléozoïques à moins de 2 km de distance ; à Sonsón, c'est à nouveau un saprolite, celui du stock de Sonsón, d'âge jurassique (INGEOMINAS, 1988) ; enfin, dans la localité de Mesopotamia, on retrouve des roches métamorphiques paléozoïques.

De deux à trois niveaux de tourbes sont intercalés dans chacun des sites étudiés, avec parfois des pièces de bois qui peuvent atteindre plus d'un mètre de long. Ces niveaux de tourbe plus ou moins continus sont employés dans les différents fronts d'exploitation de carrières comme des niveaux stratigraphiques-repères. Les argiles lacustres sont en effet exploitées pour l'industrie céramique. Le but de l'échantillonnage était la datation des tephres altérés, dans lesquels il reste entre autres des zircons bien conservés.

Nous avons sélectionné huit coupes (Tableau 3-1), dont la localisation est donnée dans la Figure 3-1. Trois de ces coupes ont été prises à La Unión (Figure 3-10), deux à Rionegro, une à Mesopotamia et Las Palmas (Figure 3-11), la dernière à Amalfi (Figure 3-12).

Pour les datations par traces de fission, dans le secteur de La Unión, cinq échantillons ont été prélevés, dont deux dans les argiles sombres supérieures, deux autres dans les argiles claires inférieures et un dans le saprolite basal (Figure 3-10). A Rionegro, quatre échantillons ont été pris, deux dans les argiles claires et deux dans les argiles sombres (Figure 3-11), de même qu'à Amalfi, où un prélèvement a été effectué dans une lentille de sable des argiles grises supérieures et un dernier a été pris à la limite entre sédiments lacustres et sédiments crétacés sous-jacents (Figure 3-12).

3.4.2 Minéralogie

Les dépôts lacustres correspondent essentiellement à des argiles. Bien qu'il reste des minéraux lourds euhédraux (pyroxènes, amphiboles, titanomagnétites, zircons...) le travail à

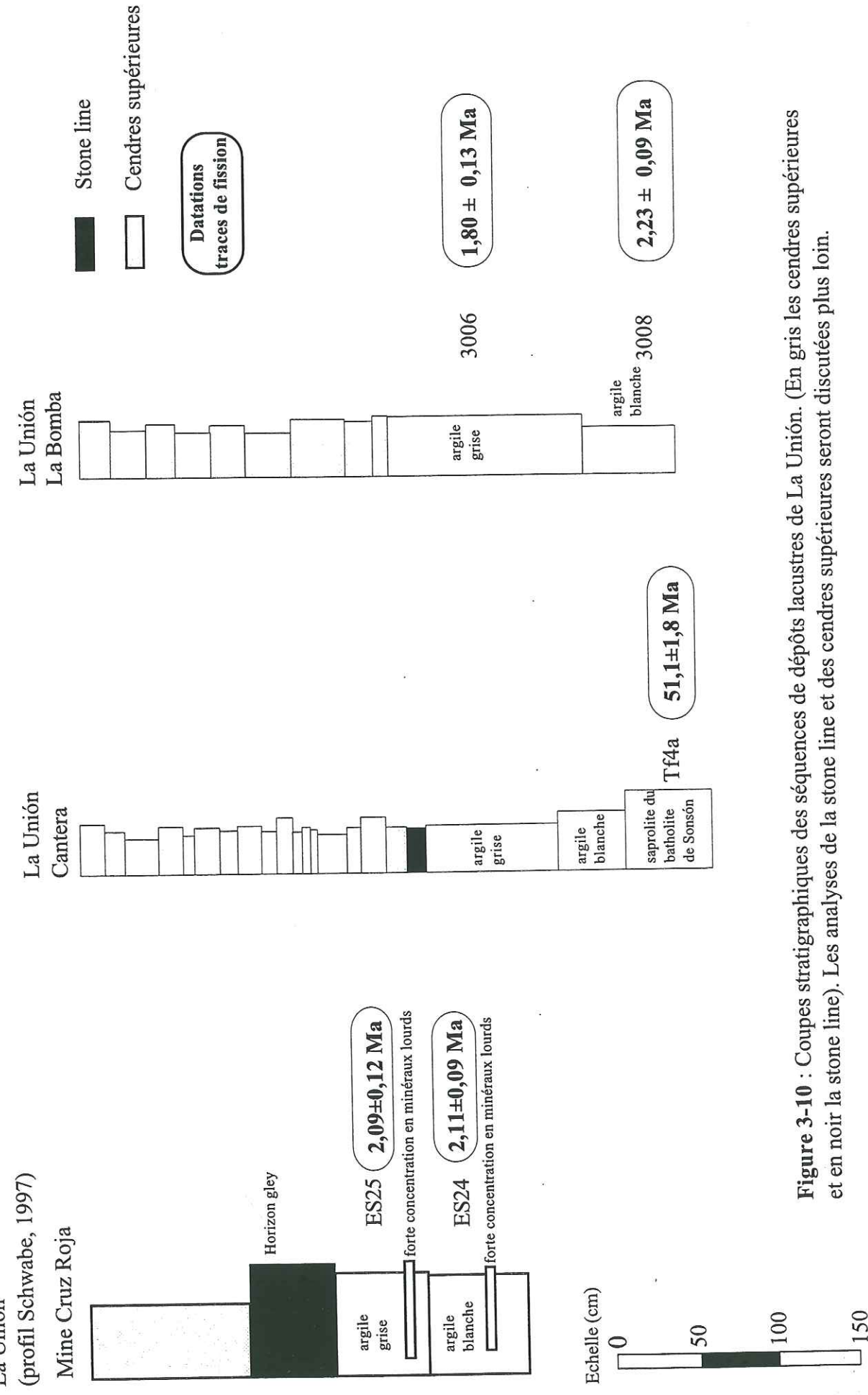


Figure 3-10 : Coupes stratigraphiques des séquences de dépôts lacustres de La Unión. (En gris les cendres supérieures et en noir la stone line) Les analyses de la stone line et des cendres supérieures seront discutées plus loin.

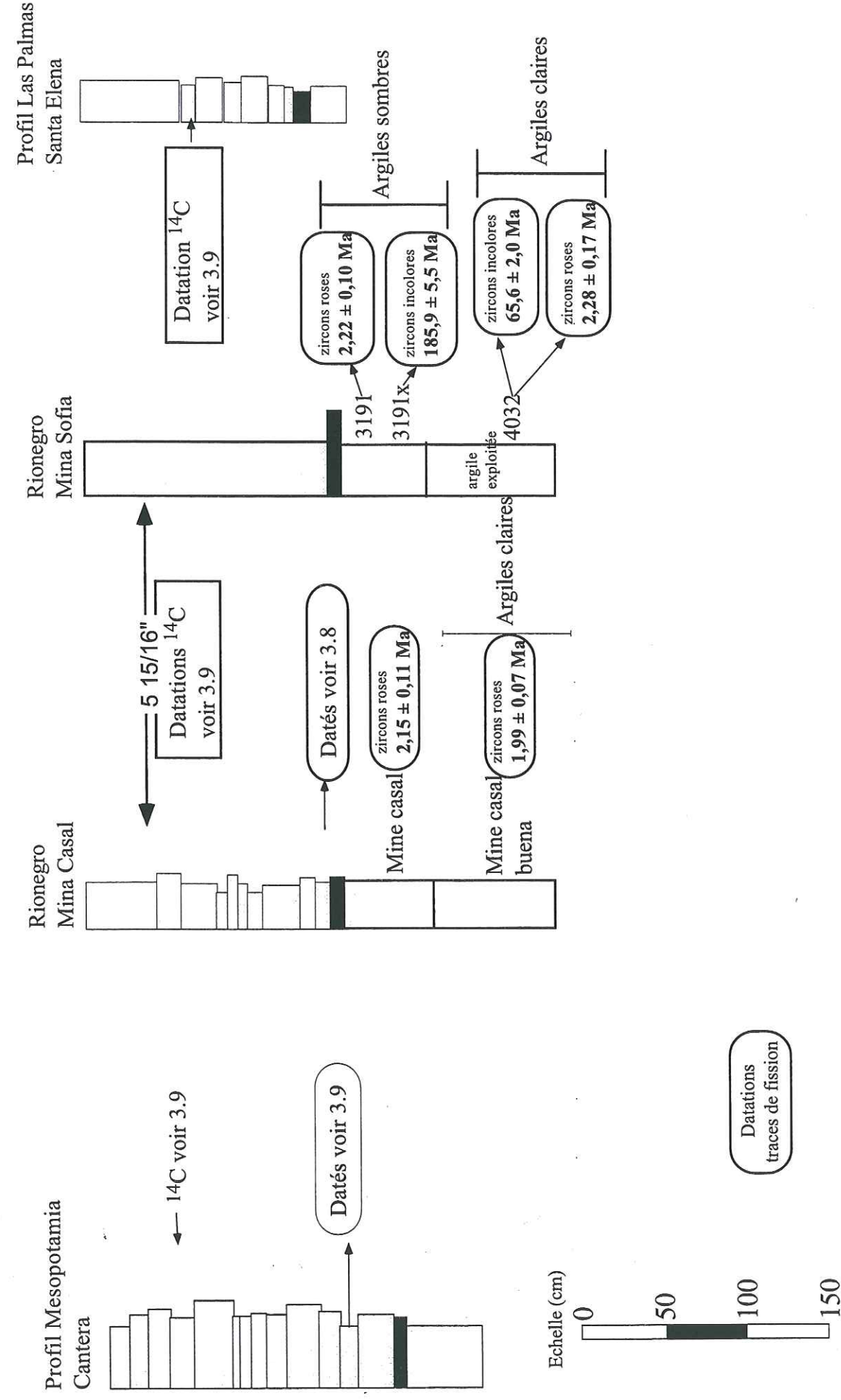


Figure 3-11 : Coupes stratigraphiques des séquences de dépôts lacustres de Mesopotamia, Rionegro et Amalfi. Légende, voir Figure 3-10.

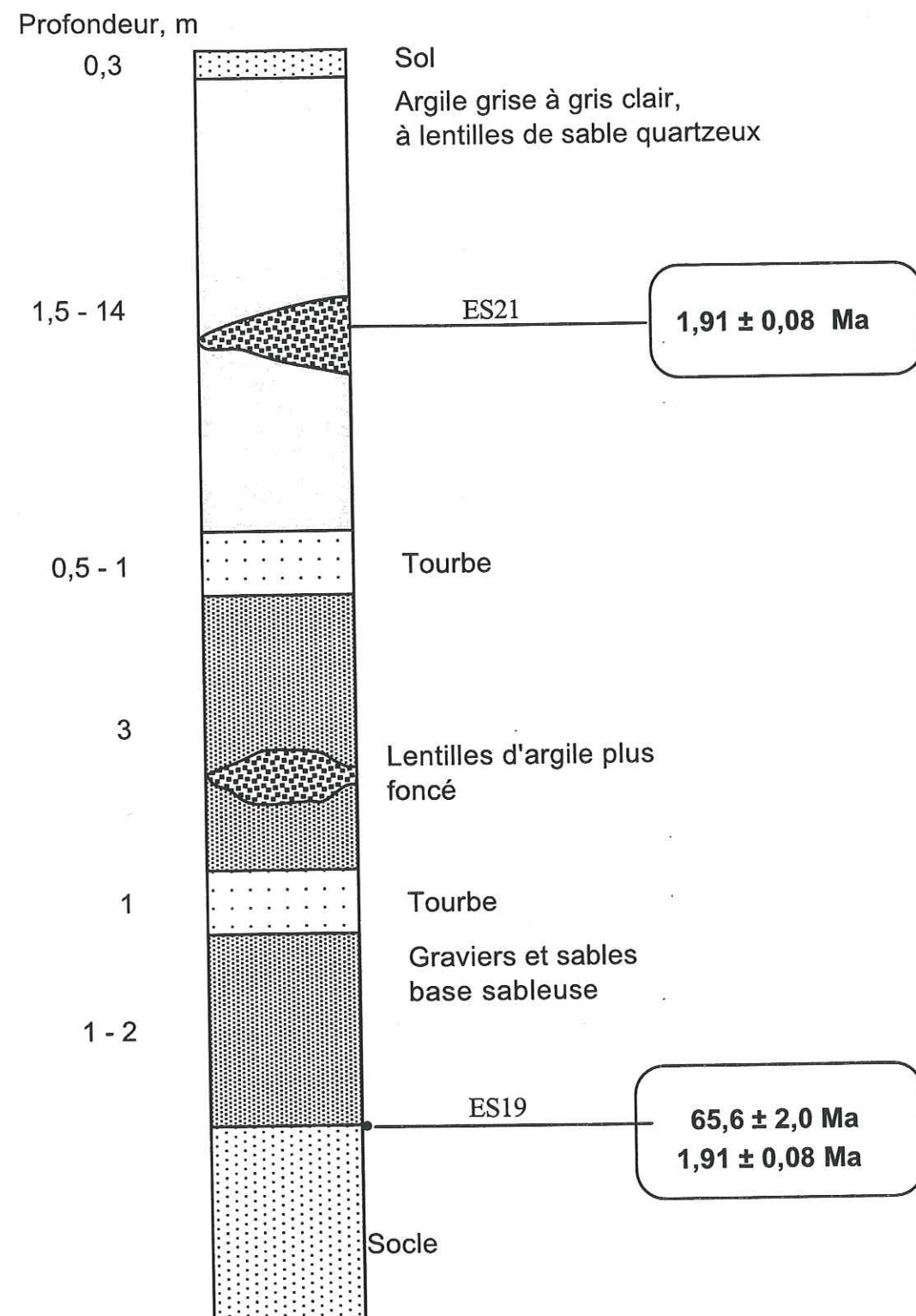


Figure 3-12 : Coupe stratigraphique généralisée des argiles exploitées de la mine La Angela, à Amalfi.

été centré sur l'étude des zircons et leur datation et aucune étude n'a été effectuée sur les autres minéraux. Tous les zircons trouvés sont soit euhédraux, bien caractérisés par une couleur rose, soit arrondis et incolores, exception faite des cristaux euhédraux et incolores provenant du stock de La Unión (échantillon Tef4a).

Les zircons incolores sont caractéristiques des échantillons de socle (saprolites, sédiments crétacés altérés). On n'en retrouve que dans deux échantillons de sédiments lacustres, les argiles sombres supérieures et claires inférieures de la mine Sofia (Rionegro).

3.4.3 Datation par traces de fission

Les 14 montages réalisés pour la datation par traces de fission dans les dépôts lacustres de l'orient antioqueño, en-dessous de la stone line, passent le test du χ^2 (toujours $>5\%$). Il semblerait donc, comme le suggèrent diagrammes radiaux et isochrones (Figures 3-13, 3-14 et 3-15) qu'une seule population d'âges soit représentée par échantillon, sauf peut-être pour ES21, où les quatre seuls grains datés varient entre 0,9 et 2,4 Ma (Figure 3-15).

A nouveau, on retrouve pour les grains incolores des densités de traces fossiles élevées, $>5 \times 10^6 \text{ t/cm}^2$ et des âges centraux élevés, $>51 \text{ Ma}$, qui leur attribuent une origine de socle.

3.4.3.1 Les zircons du socle.

Le groupe des zircons incolores que nous interprétons comme provenant du socle sont les échantillons ES19, 4032, tef4a et 3191x du Tableau 3-7. Les trois premiers d'entre eux présentent des âges du Crétacé supérieur au Paléocène.

Ces âges sont beaucoup plus jeunes que celui, jurassique, assigné au stock de La Unión (INGEOMINAS, 1988). Une datation par traces de fission sur zircon de ce stock, citée par Paucar et Saenz (1996) propose, avec 59 Ma, un âge en accord avec les nôtres. Il semble donc

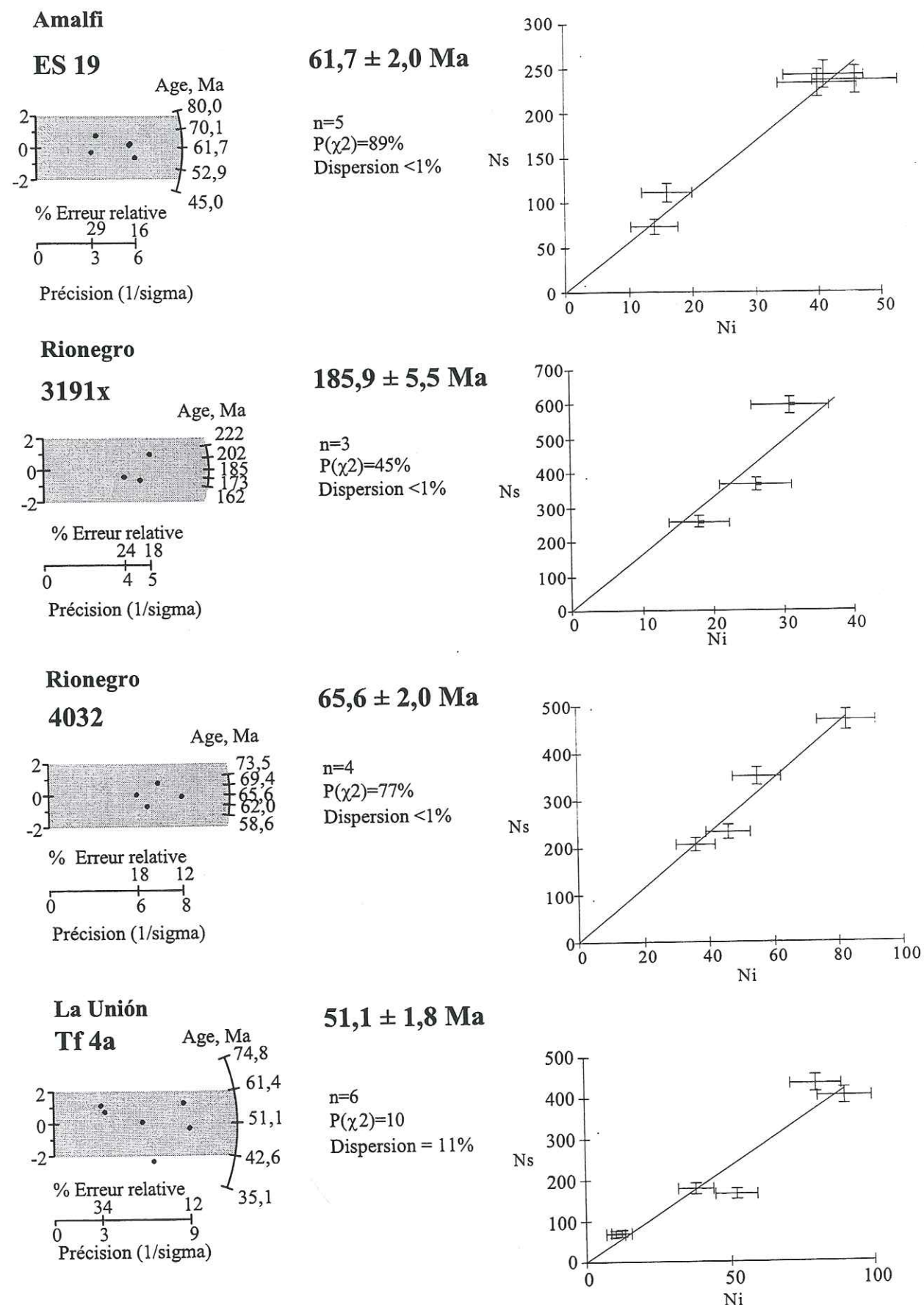


Figure 3-13 : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons incolores provenant du socle, dans les anciens lacs d'Amalfi et de Rionegro.

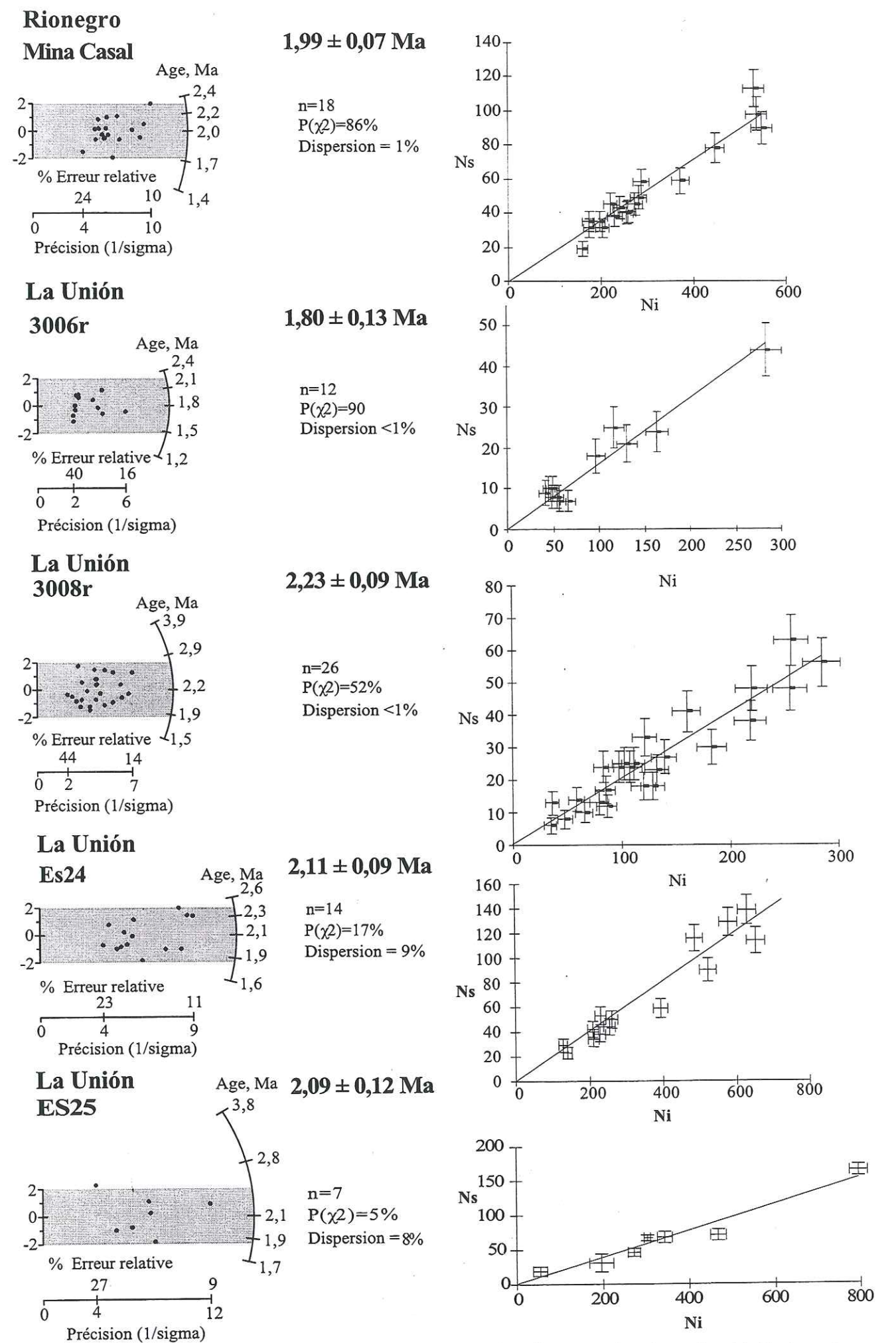
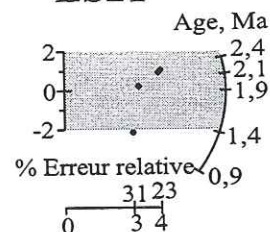


Figure 3-14 : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons volcanique des dépôts lacustres de l'altiplano, dans les paléolacs de La Unión et Rionegro.

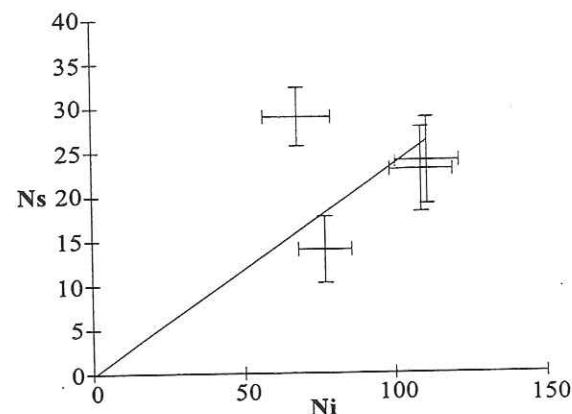
Amalfi ES21



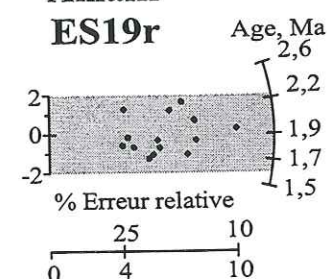
Précision (1/sigma)

1,86 ± 0,27 Ma

n=4
P(χ²)=8%
Dispersion = 22%



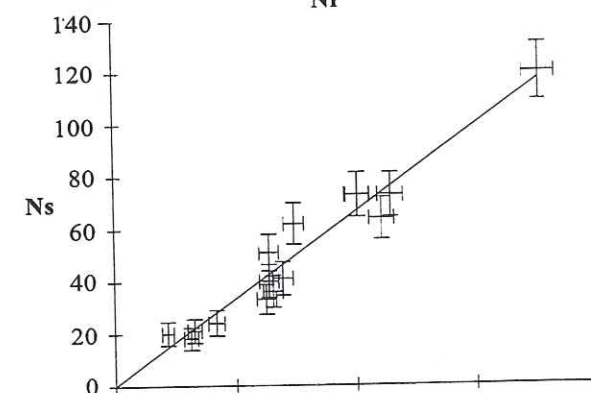
Amalfi ES19r



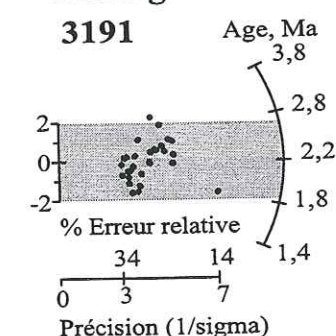
Précision (1/sigma)

1,91 ± 0,08 Ma

n=15
P(χ²)=59%
Dispersion <1%



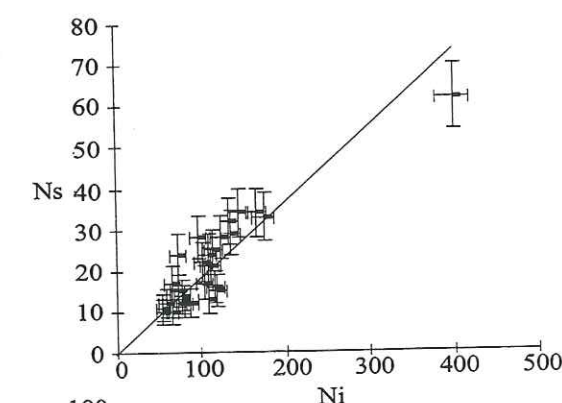
Rionegro 3191



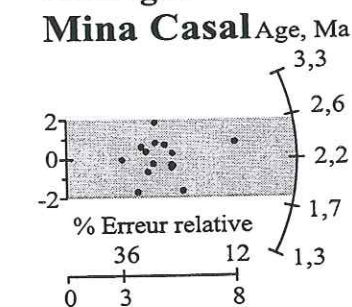
Précision (1/sigma)

2,22 ± 0,10 Ma

n=29
P(χ²)=50%
Dispersion = 5%



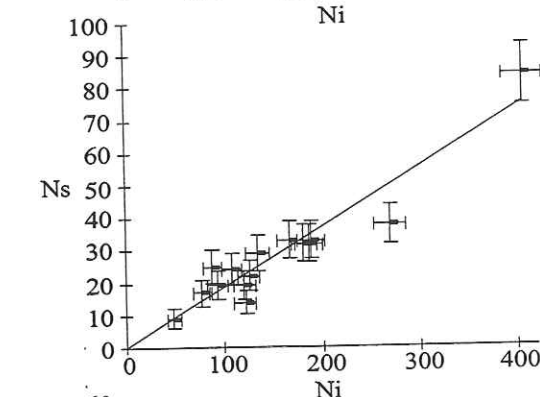
Rionegro Mina Casal



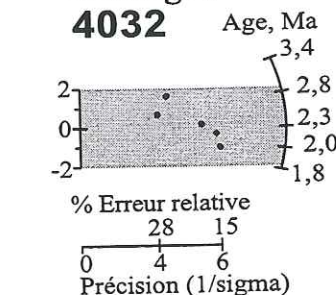
Précision (1/sigma)

2,15 ± 0,11 Ma

n=16
P(χ²)=61
Dispersion <1%



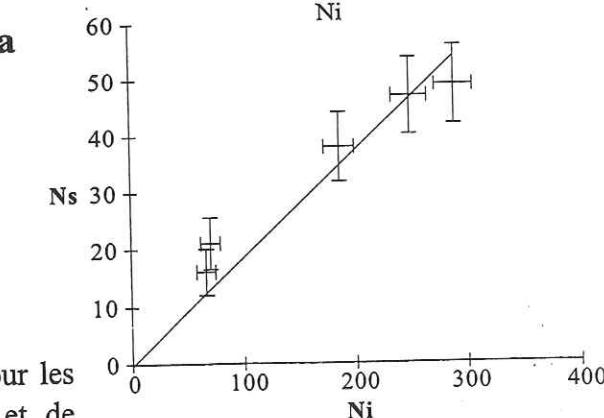
Rionegro 4032



Précision (1/sigma)

2,28 ± 0,17 Ma

n=5
P(χ²)=38%
Dispersion <1%



que ce stock ait refroidi au-dessous d'environ 250°C vers la fin du Crétacé et que nos zircons de socle puissent en provenir.

Localité Niveau	Profil		Échant.	Couleur	n	ρ_s 10 ⁶ /cm ² (Ns)	ρ_i 10 ⁶ /cm ² (Ni)	Dispersion P(χ ²) E.T. % %		ρ_d 10 ⁴ /cm ² (Ns)	Age central Ma ± 1σ	
La Unión												
Argiles supérieures	La Bomba		3006r	Roses	12	0,263 (191)	1,586 (1152)	90	<1	5,946 (13369)	1,80 ± 0,13	
	Mina Roja	cruz	ES25	Roses	7	0,394 (396)	2,052 (1963)	16	8	5,946 (13369)	2,09 ± 0,12	
Argiles inférieures	La Bomba		3008r	Roses	26	0,361 (658)	1,763 (3211)	52	<1	5,946 (13369)	2,23 ± 0,09	
	Mina Roja	cruz	ES24	Roses	14	0,392 (960)	2,013 (4925)	17	9	5,946 (13369)	2,11 ± 0,09	
Socle	Cantera		Tef4a	Incolores	6	5,577 (1321)	1,191 (282)	10	11	6,010 (7155)	51,1 ± 1,8	
Rionegro												
Argiles supérieures	Mina Casal		Mina Casal	Roses	16	0,478 (447)	2,557 (2392)	61	<1	6,290 (10395)	2,15 ± 0,11	
	Mina Sofia		3191	Roses	29	0,532 (616)	2,765 (3201)	50	5	6,290 (10395)	2,22 ± 0,10	
Argiles inférieures	Mina Casal		Mina Casal buena	Roses	18	0,531 (948)	3,013 (5384)	86	<1	6,290 (10395)	1,99 ± 0,07	
	Mina Sofia		4032	Roses	5	0,515 (171)	2,598 (862)	38	<1	6,290 (10395)	2,28 ± 0,17	
Socle	Mina Sofia		3191x	Incolores	3	12,165 (1222)	0,747 (75)	45	<1	6,290 (10395)	185,9 ± 5,5	
			4032	Incolores	4	7,356 (1261)	1,283 (220)	77	<1	6,290 (10395)	65,6 ± 2,0	
Amalfi												
Argiles Supérieures	Mina Angela		ES21 (4)	Roses	4	0,381 (72)	2,244 (424)	8	22	5,946 (13369)	1,86 ± 0,27	
Argiles inférieures	Mina Angela		Es19r	Roses	15	0,378 (749)	2,281 (4523)	59	<1	6,290 (10395)	1,91 ± 0,08	
Socle	Mina Angela		ES19	Incolores	5	5,138 (895)	0,901 (157)	89	<1	5,946 (13369)	61,7 ± 2,0	

Tableau 3- 7 : Ages traces de fission des zircons incolores et roses des sédiments lacustres de l'orient antioqueño. Voir Figures 3-12, 3-13 et 3-14 pour les coupes stratigraphiques (termes définis dans le Tableau 2-4, chapitre 2). En italique, les montages effectués sur des zircons incolores.

Figure 3-15 : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons roses volcaniques des paléolacs d'Amalfi et de Rionegro.

A Rionegro, dans les argiles sombres supérieures de la mine Sofia, les zircons incolores arrondis présentent souvent des densités de traces fossiles telles ($>10^7$ t/cm²) qu'il n'est pas possible de les dater. Trois d'entre eux cependant avaient moins de traces et ont pu être datés, et ils ont fourni l'âge le plus ancien que nous ayons déterminé, de $185,9 \pm 5,5$ Ma. Les sources probables pour ces zircons sont les roches métamorphiques du Paléozoïque qui affleurent localement (INGEOMINAS, 1988).

On connaît pour les roches métamorphiques paléozoïques et divers stocks plutoniques de la région des âges isotopiques sur minéraux (Rb-Sr et K-Ar) s'étageant entre 231 et 151 Ma (Restrepo, 1983). A environ 30 km à l'ouest de Rionegro, Un âge Rb-Sr sur mica de 162 Ma a été reporté pour le gabbro de San Diego (Restrepo, 1983). Plus récemment, des âges Rb-Sr et K-Ar sur minéraux du même ordre de grandeur que les précédents ont été obtenus par Ordoñez (travaux en cours) dans le secteur de Las Palmas, situé à environ 25 km à l'ouest de Rionegro (communication orale). Il n'est donc pas surprenant que des zircons détritiques d'âges traces de fission jurassiques puissent être trouvés dans ce secteur de l'altiplano.

3.4.3.2 Les zircons volcaniques.

Les zircons roses euhédraux sont interprétés comme étant d'origine volcanique. Sur un total de 10 datations (Figures 3-14 et 3-15), les âges centraux varient entre $2,28 \pm 0,17$ Ma et $1,80 \pm 0,13$ Ma. Bien que chaque échantillon satisfasse au test de χ^2 d'unicité de population, il n'est pas exclu que les zircons de plusieurs événements soient mélangés. Nous avons donc, afin de dégager les tendances générales des âges de ces tephres, regroupé tous les zircons dans un même ensemble. Un diagramme radial montre qu'ils ont, pour l'essentiel, des âges entre 1,5 et 3 Ma, mais un diagramme isochrone fait apparaître une dispersion suggérant qu'il pourrait y avoir plus d'une population d'âges en présence (Figure 3-16).

Un diagramme de probabilité de présence d'âges de Brandon (1996) montre une distribution bimodale, avec des pics vers respectivement 1,9 et 2,3 Ma. Une analyse de populations selon le modèle bimodal de Galbraith et Green (1990) propose deux populations avec des âges de respectivement $1,92 \pm 0,04$ et $2,27 \pm 0,06$ Ma (Figure 3-16). Il semble donc que

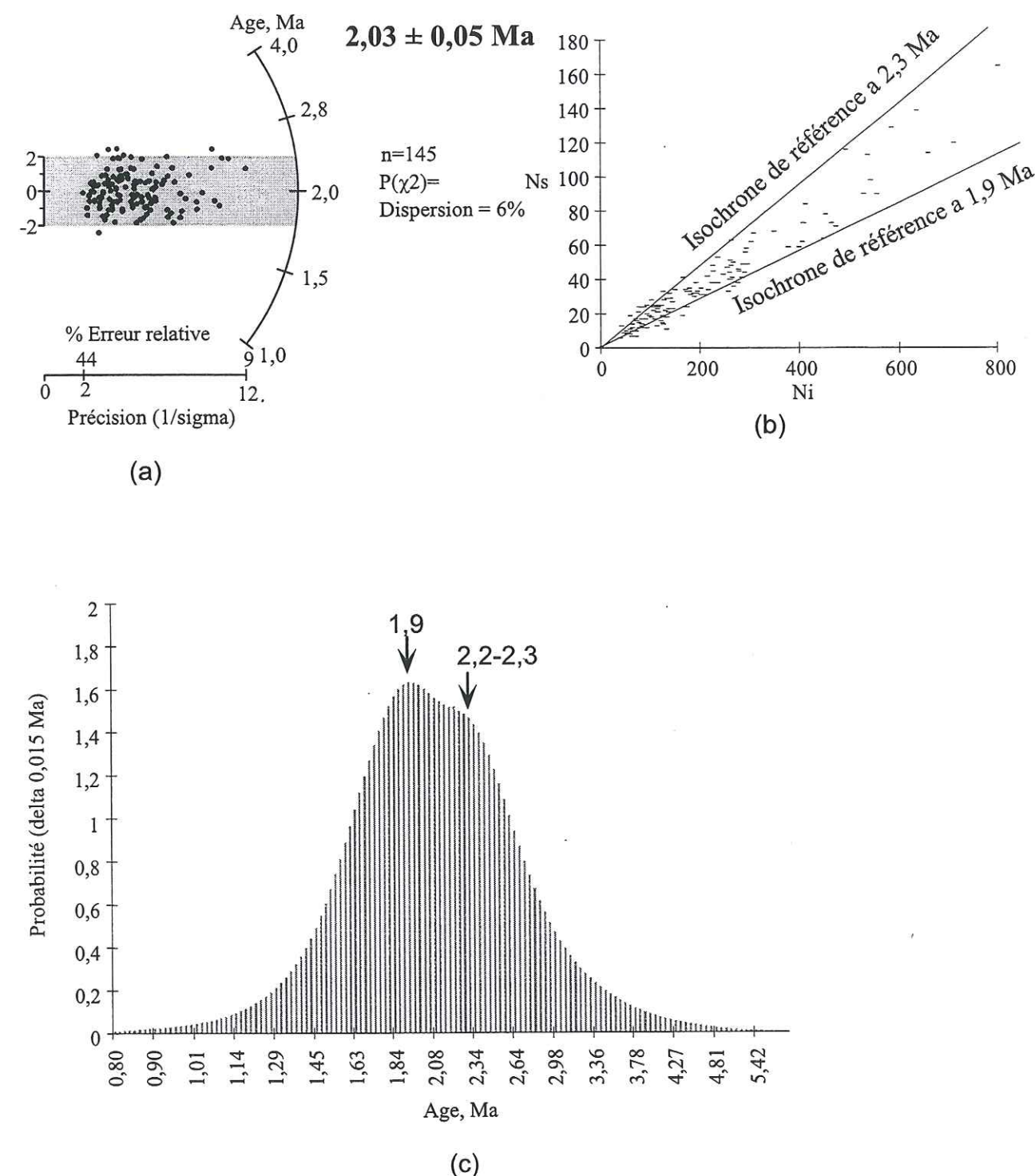


Figure 3-16 : Diagramme radial (a), isochrone (b), et (c) diagramme de Brandon (1996) pour les zircons roses provenant des tephres déposés dans les paléolacs 3 paléolacs d'Amalfi, La Unión et Rionegro.

Pour les diagrammes (a) et (c) les densités de traces des moniteurs d'irradiation ont été normalisées à une même valeur.

ces trois paléolacs aient essentiellement collecté parmi les zircons volcaniques, des éléments de tephres émis essentiellement entre environ 1,5 et 3,0 Ma.

3.4.3.3 L'âge maximum des paléolacs du secteur oriental d'Antioquia

Nous avons reporté dans le Tableau 3-8 les âges des différentes unités de sédiments lacustres datées dans les trois paléolacs de La Unión, Rionegro et Amalfi. Il apparaît que, pour deux de ces lacs, Amalfi et Rionegro, les âges des tephres des niveaux supérieurs et inférieurs sont difficilement différenciables, étant donné la précision statistique sur ces âges. Bien qu'une certaine différence d'âges semble apparaître entre argiles supérieures et argiles inférieures pour le paléolac de La Unión, on observe que ses deux âges sont cependant marginalement concordants à $\pm 2\sigma$.

Paléolac	Niveau	Age des zircons de tephres Ma $\pm 1\sigma$
La Unión	Argiles supérieures	1,80 \pm 0,13
		2,09 \pm 0,12
		1,95 \pm 0,13
	Argiles inférieures	2,23 \pm 0,09
		2,11 \pm 0,09
		2,17 \pm 0,09
Rionegro	Argiles supérieures	2,15 \pm 0,11
		2,22 \pm 0,10
		2,19 \pm 0,09
	Argiles inférieures	1,99 \pm 0,07
		2,28 \pm 0,17
		2,14 \pm 0,12
Amalfi	Argiles supérieures	1,86 \pm 0,27
	Argiles inférieures	1,91 \pm 0,08

Tableau 3- 8 : Ages des zircons volcaniques des paléolacs de La Unión, Rionegro et Amalfi. En gras, les valeurs moyennes.

Paléolac de Rionegro.- Les quatre âges obtenus dans les deux niveaux d'argiles étant très proches les uns des autres, nous considérerons pour évaluer l'âge maximum de ce paléolac la moyenne de ces déterminations, de $2,17 \pm 0,11$ Ma. Si l'on tient compte de la dispersion sur ces quatre âges à ± 2 écarts-types, on peut affirmer que ce lac s'est formé au plus tard il y a 2,39 Ma.

Paléolac d'Amalfi.- Les deux âges déterminés pour les tephres sont très comparables, cependant pour l'unité supérieure seulement quatre grains ont été datés. Nous retiendrons donc pour évaluer l'âge maximal de ce lac les seules données sur le niveau des argiles inférieures, plus précises. Elles permettent de fixer un âge maximum de 2,07 Ma pour ce lac.

Paléolac de La Unión.- Si on considère (voir ci-dessus) que les âges centraux des argiles inférieures et supérieures sont égaux, dans les limites des incertitudes statistiques, on peut calculer pour ce paléolac un âge de $2,06 \pm 0,11$ Ma, soit une limite supérieure pour sa formation de 2,28 Ma. L'âge moyen du niveau supérieur, de $1,95 \pm 0,13$ Ma permet de proposer un âge maximum de formation à 2,28 Ma. Comme dans les deux autres paléolacs précédents, la stratigraphie ne laisse apparaître aucune discontinuité, et nous considérerons donc qu'il s'agit d'une suite continue. S'il en est bien ainsi, l'âge plus ancien des zircons des argiles inférieures serait à rapporter au moins en partie à un apport détritique résultant de l'érosion de dépôts plus anciens, renfermant des minéraux de tephres du type de ceux présents dans les deux autres paléolacs.

Les âges centraux des zircons volcaniques de ces paléolacs sont remarquables : d'une part ils sont *tous* constitués d'une seule population d'âges. D'autre part, ces âges sont inférieurs à ce que nous avons déjà rencontré (et que nous rencontrerons plus loin) pour des zircons de l'altiplano antioqueño. On peut en déduire que les sédiments qui ont rempli ces lacs n'ont pas échantillonné les tephres anciens présents régionalement. Ceci suggère qu'un apport direct par retombée des cendres, ait eu une part importante, mais non exclusive, dans le remplissage de ces lacs, le complément étant apporté par des ruissellements superficiels de ces mêmes tephres et des produits d'érosion du socle proche, comme en atteste la présence de zircons incolores d'âges centraux > 50 Ma.

Dans ces conditions l'âge de formation de ces lacs pourrait être celui des tephres dont proviennent les zircons, soit se situer entre environ 2,2 et 1,9 Ma, cette limite étant compatible avec les datations traces de fission obtenus pour la stone line qui surmonte ces sédiments (voir plus loin §3.8).

3.5 Terrasses de Rionegro

3.5.1 Contexte géologique et échantillonnage

Les terrasses fluviales de Rionegro sont un autre aspect important de l'altiplano (Fernandez et Santa, 1964; Durango, 1975). Page et James (1981) identifient huit terrasses et leur assignent des âges qui vont du Tertiaire au Pliocène, en considérant les degrés d'altération par rapport à la seconde plus jeune terrasse, qui présente un magnétisme inverse supposé appartenir à l'épisode Matuyama (Planche III, Photo 11). Nous avons entrepris la datation du matériel volcanique remanié dans le niveau supérieur, situé à 2500 m d'altitude, dans le secteur de Las Palmas (Figure 3-1).

3.5.2 Minéralogie

Seules les caractéristiques des zircons ont été analysées. Deux populations d'importances inégales ont été observées, des zircons roses et arrondis étant présents en faible proportion dans une population de zircons incolores présentant également aussi des évidences d'érosion par transport.

3.5.3 Datation par traces de fission

Deux montages ont été réalisés : un sur les zircons roses et un sur les zircons incolores. Après polissage et attaque chimique, seuls les zircons roses ont été irradiés pour la datation par traces de fission. Les zircons incolores n'ont pas été irradiés, en raison de leur richesse en traces fossiles qui les rendaient incomptables. Par ailleurs, ces zircons présentaient de fortes zonations de leurs distributions de traces. Ils ont donc été considérés comme provenant de roches du socle.

Sur les 41 cristaux roses montés, seuls quatre ont pu être datés (Tableau 3-9). Il s'agit d'une part des seuls zircons pour lesquels la surface de polissage pouvait être considérée comme parallèle à l'axe cristallographique c (§2-1), l'arrondissement des grains rendant difficile leur enrobage dans la pastille de résine dans une orientation correcte. Et d'autre part, des seuls grains présentant une bonne homogénéité de distribution des traces fossiles. Malgré une densité de traces fossiles relativement élevée, de $1,16 \times 10^6$ tr/cm², il n'a été possible de compter qu'un nombre limité de traces fossiles, en raison de la géométrie et de la taille de ces cristaux. L'âge central pour ces quatre cristaux est de $4,89 \pm 0,55$ Ma, avec un $P(\chi^2)$ de 75% et une dispersion <1% (Tableau 3-9). En accord avec ces valeurs de paramètres de dispersion, on constate que ces grains définissent une bonne isochrone et appartiendraient donc à une même population d'âges (Figure 3-17). Etant donné leur âge, nous les considérons comme des zircons d'origine volcanique. Dans ce cas, l'âge maximum du niveau dans lequel on les trouve se situerait environ à la transition Miocène-Pliocène.

Échant.	n	ρ_s 10 ⁶ /cm ² (Ns)	ρ_i 10 ⁶ /cm ² (Ni)	Dispersion $P(\chi^2)$ E.T. % %	ρ_d 10 ⁴ /cm ² (Ns)	Age central Ma $\pm 1\sigma$
#8	4	1,160 (62)	2,731 (146)	75 <1	6,290 (10395)	4,89 \pm 0,55

Tableau 3-9 : Ages traces de fission des zircons roses provenant de la terrasse supérieure de Rionegro. Termes déjà définis dans le Tableau 2-4, chapitre 2. Latitude 6°10', longitude 75°30'50".

Rionegro, terrasse supérieur

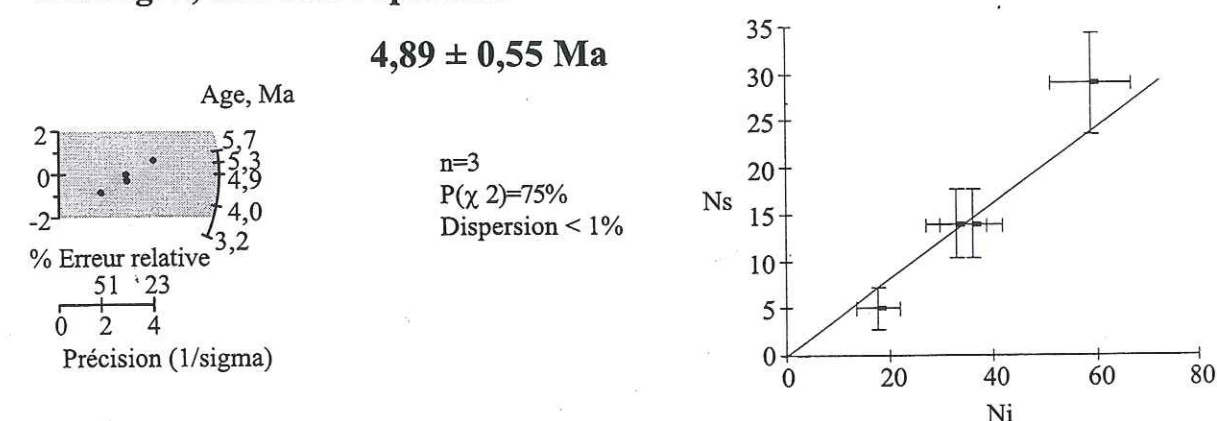


Figure 3-17 : Diagramme radial et isochrone pour les zircons roses du niveau supérieur des terrasses de Rionegro.

3.6 Dépôts alluviaux et sol gley de San Pedro

Des dépôts alluviaux, qui remanient des cendres plus anciennes dans ce secteur de l'altiplano, sont recouverts par des cendres concordantes avec la topographie. (Planche III, Photo 12) dans la localité de San Pedro (Figure 3-1). La stone line et le sol gley qui lui est associé sont toujours présents au-dessus des dépôts alluviaux. L'ensemble de ces séquences reposent sur la granodiorite du batholite antioqueño.

3.6.1 Contexte géologique et échantillonnage

Dans ce secteur de l'altiplano, au nord de la vallée d'Aburrá, les cendres supérieures, concordantes avec la topographie, reposent en quelques endroits sur des terrasses alluviales. Nous avons entrepris l'échantillonnage du profil El Tambo, dans la localité de San Pedro, avec le but de dater le matériel volcanique à la fois dans les dépôts alluviaux et les tephras des cendres supérieures. Ces dernières sont bioturbées et seules trois grands ensembles peuvent y être différenciés en fonction de la couleur (Planche III, Photo 12, Figure 3-18). Trois échantillons y ont été prélevés de telle sorte que chacun d'eux représente une colonne d'une hauteur égale à l'épaisseur du niveau stratigraphique considéré. Trois autres proviennent des dépôts alluviaux sous-jacents.

Les six échantillons prélevés entre la base de la coupe et la surface sont respectivement:

- des sables alluviaux, entre 100 et 110 cm de profondeur (échantillon 3176),
- la stone line, à 90 cm (3175),
- un niveau de paléosol gley, à 70 cm (3174),
- trois échantillons de tephras supérieurs, soit un niveau jaune entre respectivement 60 et 70 cm de profondeur (3173), un niveau olive, de 30 à 60 cm (3172) et le niveau supérieur, entre 0 et 30 cm, sous un niveau anthropique (3171).

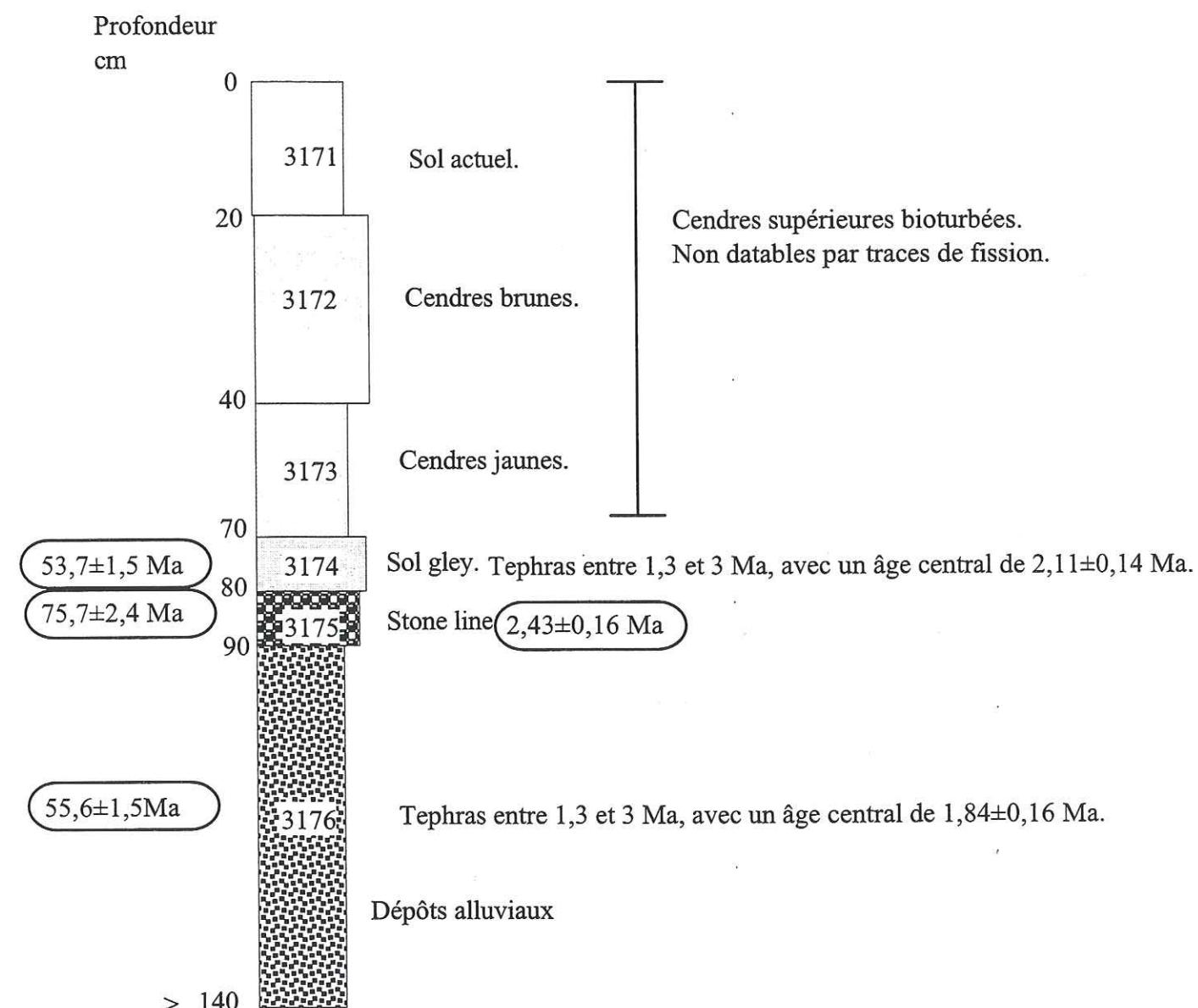


Figure 3-18 : Coupe stratigraphique du profil El Tambo, San Pedro, avec la situation des échantillons datés par traces de fission.

3.6.2 Minéralogie

De même que pour l'échantillon de la terrasse de Rionegro, seuls les zircons ont été considérés. La minéralogie des cendres supérieures, concordantes avec la topographie actuelle, sera discutée dans le §3-9. Neuf montages de zircons pour la datation par traces de fission ont été réalisés. Dans les trois échantillons des cendres supérieures, seuls des zircons incolores, avec parfois une enveloppe vitreuse, ont été observés. Dans les trois échantillons inférieurs, deux types de zircons sont toujours présents : des grains roses ou incolores. Un montage de chaque type de zircons a été réalisé. Les zircons roses du niveau 3174 sont en général euhédraux, mais quelques grains montrent des évidences de transport, les incolores étant fracturés. Les zircons roses du niveau 3175 sont euhédraux et en général de taille inférieure aux précédents ; les grains incolores ont des arêtes arrondies. Les zircons roses et incolores du niveau 3176 sont subeuhédraux, fracturés. Leurs dimensions sont supérieures à ceux du niveau supérieur.

3.6.3 Datation par traces de fission

Des neuf montages effectués sur des zircons, les trois provenant des cendres supérieures ne montrent aucune trace fossile, même après une attaque prolongée pendant 150 heures. A ce moment, les cristaux présentent un degré de corrosion très élevé rendant inutile toute prolongation. Ces montages n'ont pas été irradiés en réacteur nucléaire.

Il semble cependant possible d'assigner une limite supérieure à ces tephres, par comparaison avec ceux de l'unité volcanique sud d'Antioquia (voir §3.9). En effet, dans les localités considérées, la stratigraphie de ces tephres est très semblable. Dans ce cas, on peut estimer que les tephres supérieurs de San Pedro seraient d'âges inférieurs à 350000 ans.

Les résultats de la datation par traces de fission sur les six autres montages sont présentés dans le Tableau 3-10. Dans chaque niveau, zircons incolores et roses présentent comme ailleurs des densités de traces fossiles et des âges qui les font assimiler respectivement à des minéraux de socle ou d'origine volcanique.

Profondeur cm	Echant.	Couleur	n	10^6ps tr/cm^2 (Ns)	10^6pi tr/cm^2 (Ni)	Dispersion $P(\chi^2)$ %	E.T. %	10^4pd tr/cm^2 (Ns)	Age central $\text{Ma} \pm 1\sigma$
70 sol gley	3174	Incolores	7	2,837 (1830)	0,572 (369)	51	<1	5,946 (13369)	53,7 \pm 1,5
	3174r	Roses	16	0,320 (475)	1,665 (2521)	15	24	5,946 (13369)	2,11 \pm 0,14
90 stone line	3175	Incolores	4	3,367 (931)	0,481 (133)	71	<1	5,946 (13369)	75,7 \pm 2,4
	3175r	Roses	8	0,392 (222)	1,759 (997)	75	2	6,069 (10909)	2,43 \pm 0,16
100-110 alluvions	3176	Incolores	8	2,859 (1976)	0,569 (393)	68	<1	5,946 (13369)	55,6 \pm 1,5
	3176r	Roses	18	0,646 (403)	2,662 (1661)	18	26	5,946 (13369)	1,84 \pm 0,16

Tableau 3-10 : Ages traces de fission des zircons incolores et roses du profil El Tambo, secteur de San Pedro. Termes déjà définis dans le Tableau 2-4 du chapitre 2. Latitude 6°26'3", longitude 75°35'.

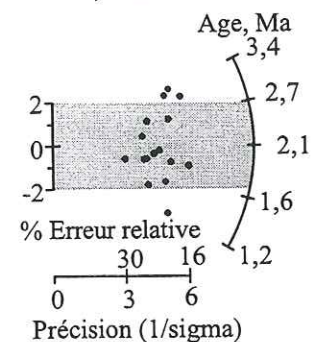
On constate que dans chaque échantillon, les zircons incolores satisfont aux paramètres statistiques qui permettent de penser qu'ils ne comportent qu'une seule population d'âges, avec un $P(\chi^2) > 5\%$ et un écart-type $< 1\%$. Il s'agit de zircons d'âges centraux > 54 Ma, donc de socle. Les montages correspondant aux zircons roses présentent des dispersion supérieures, mais toujours avec des âges centraux pliocènes, donc d'origine volcanique.

3.6.3.1 Les zircons du socle

Dans les trois niveaux où ils ont été datés, ces zircons appartiennent à une seule population d'âges et définissent de bonnes isochrones (Figure 3-19), d'âge crétacé supérieur à paléocène. Deux d'entre elles sont concordantes vers 55 Ma, la troisième définit un âge plus ancien de 76 Ma. Ces données sont en bon accord avec une autre datation traces de fission sur zircons provenant du saprolite de la granodiorite du batholite antioqueño, effectuée dans ce secteur, de 58 ± 6 Ma (Jaramillo, 1978, in González, 1993).

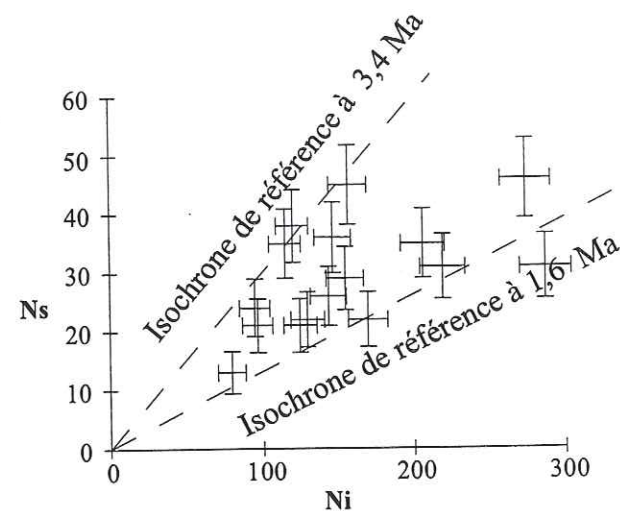
A proximité de San Pedro, plusieurs datations isotopiques du batholite antioqueño donnent également des âges de cet ordre. Ainsi, une datation par K-Ar sur biotite a donné un

3174r, San Pedro

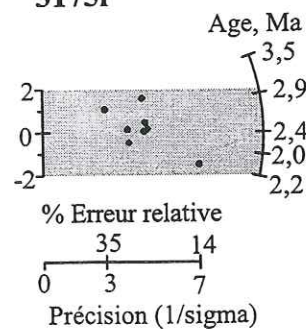


2,11 ± 0,14 Ma

n=16
P(χ^2)=15%
Dispersion = 24%

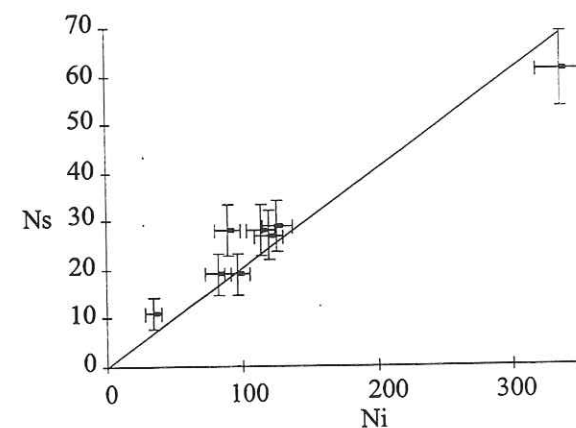


3175r

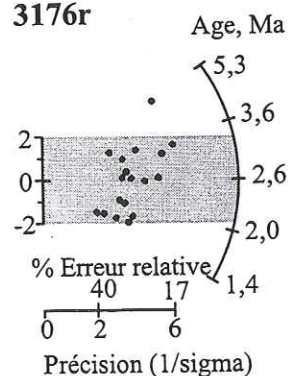


2,43 ± 0,16 Ma

n=8
P(χ^2)=75%
Dispersion = 2%



3176r



2,61 ± 0,19 Ma

n= 18
P(χ^2) < 1%
Dispersion = 26%

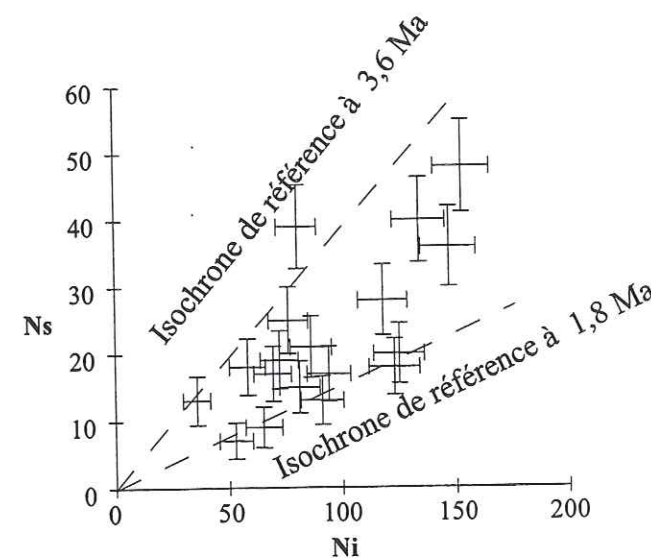


Figure 3-19 : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons volcaniques du profil el Tambo (San Pedro).

âge de 80 ± 3 Ma (*in* Paucar et Saenz, 1996) et d'autres mesures, par Rb/Sr et K-Ar sur biotite, des âges de respectivement 56, 59, 66 Ma et 68 à 83 Ma (Fujiyoshi *et al.*, 1976, *in* Paucar et Saenz, 1996). Il ne serait donc pas nécessaire d'invoquer un transport important des zircons de socle trouvés dans les alluvions de San Pedro.

3.6.3.2 Les zircons volcaniques

Des trois échantillons datés, seul le 3175 semble comporter une population unique d'âges à $2,43 \pm 0,16$ Ma. Dans les deux autres, bien que le test de χ^2 suggère une unicité de population ($P\chi^2 > 5\%$), l'écart-type des âges individuels n'exclue pas l'existence de plus d'une population (E. T. > 15%). Et en réalité, les diagrammes radiaux et isochrones suggèrent bien l'existence d'au moins deux populations d'âges (Figure 3-20).

Le sol gley et le niveau alluvial 3176 semblent renfermer des zircons d'unités volcaniques diverses, entre environ 1,3 et 3 Ma pour la première, 2 et 5 Ma pour la seconde. Ils comportent trop peu de grains et une dispersion des âges individuels trop grande pour qu'une analyse de populations puisse donner des résultats réalistes. Tout au plus peut-on constater que ces échantillons fournissent une gamme d'âge, pour leurs zircons volcaniques, à peu près comparable à celles de leurs équivalents stratigraphiques (stone line ou dépôts alluviaux) de l'altiplano antioqueño.

3.7 Vallée d'Aburrá

Dans les différentes formations superficielles de la vallée d'Aburrá se trouvent des matériaux volcaniques remaniés. Leur degré d'altération ne permet pas une caractérisation des minéraux lourds et seules des données traces de fission seront présentées ici. Nous avons déjà présenté quelques résultats sur la terrasse de la Tablaza (Toro *et al.*, 1996). Nous complétons ces données par deux datations supplémentaires de cette terrasse, et celles de cendres concentrées dans un paléosol intercalé dans les dépôts de versants à l'intérieur de la vallée, dans le secteur de Robledo.

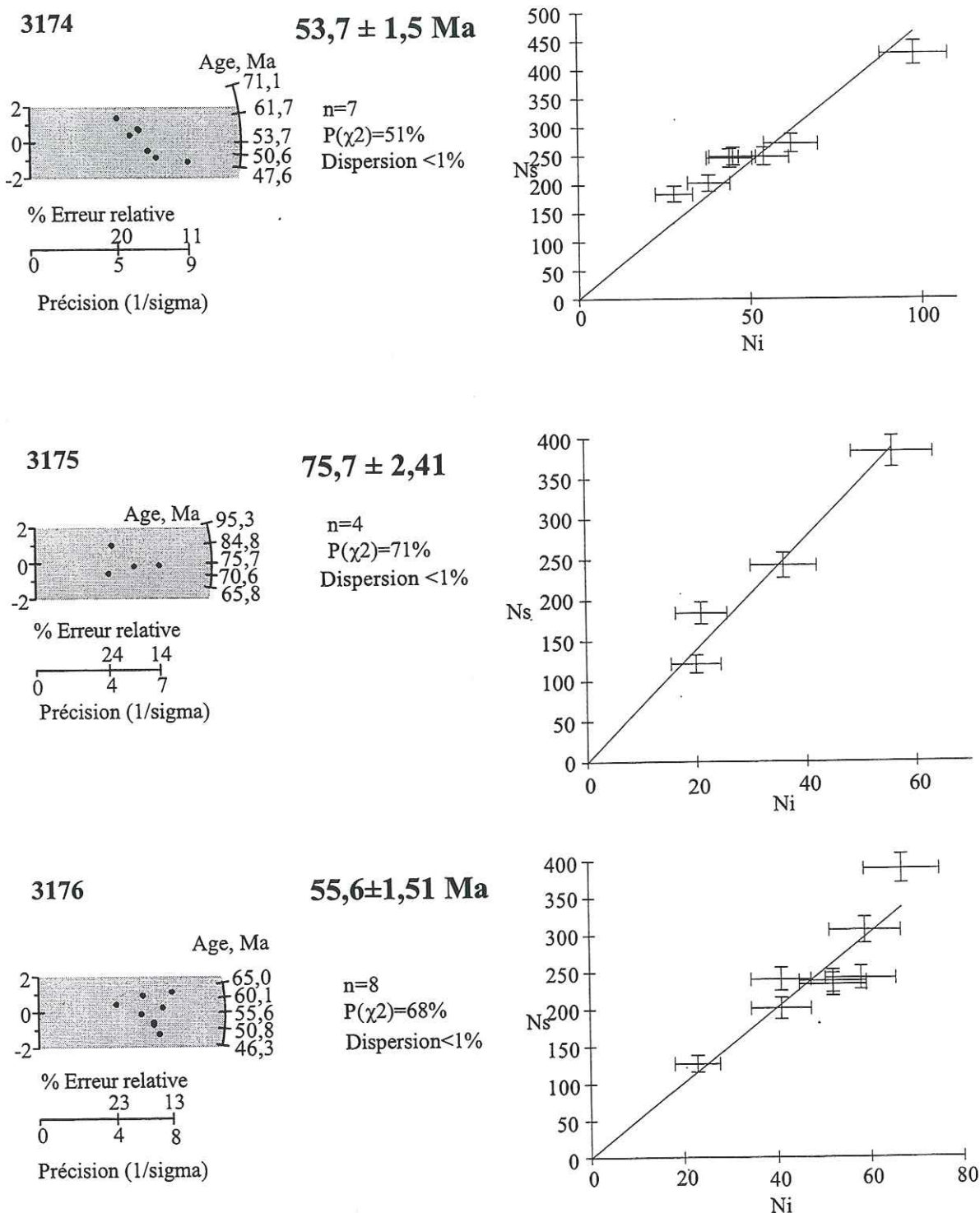


Figure 3-20 : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons de socle du profil El Tambo (San Pedro).

3.7.1 Contexte géologique et échantillonnage

Le *talweg* de la dépression tectonique de la vallée d'Aburrá (§ 3.1.1), situé à une altitude de 1470 m, est entouré d'altiplanos (§ 3.1.2) à des altitudes qui varient de 2100 à 2400 m, dominés par des hauteurs qui culminent à 3050 m (Hermelin, 1993). La dépression a une direction prédominante N-S (Figure 3-21), avec des changements de direction N-NE dans les localités d'Envigado et de Bello (Figure 3-22). Le substrat est constitué par une grande variété d'unités lithologiques qui vont du Paléozoïque au Tertiaire (Figure 3-22), mais les dépôts de versant recouvrent en grande partie les pentes de la vallée. L'information chronologique existante sur ces dépôts, pour lesquelles l'hypothèse d'une origine sismique, favorisée par des conditions d'humidité extrêmes a été déjà proposée (§3.1.2), est minimale. Des mesures de paléomagnétisme effectuées sur les sédiments de la terrasse de La Tablaza avaient indiqué un paléomagnétisme rémanent inverse, impliquant un âge >780000 ans (Woodward Clyde Consultants, 1983, *in* Toro et Velásquez, 1984). Une datation par traces de fission de zircons intercalés dans les dépôts de versant au nord-ouest de Medellín leur attribuait un âge de dépôt inférieur à $1,98 \pm 0,42 \text{ Ma}$ (Restrepo, 1991).

A cause de l'urbanisation de la vallée, il est difficile de trouver de bonnes coupes des cendres supérieures concordantes avec la topographie. Nous nous sommes concentré sur la datation du matériel volcanique remanié dans les différentes formations de l'intérieur de la vallée. Une recherche parallèle est en cours sur les tephres des flancs de la vallée d'Aburrá (Diana Silva en préparation).

La terrasse de Tablaza (Figure 3-21, Planche IV, Photo 14) se trouve à environ 200 m au-dessus du niveau actuel du Rio Medellín, sur sa rive gauche. La lithologie à cet endroit est constituée par des basaltes ou des sédiments appartenant à la Formation Quebrada Grande, d'âge crétacé (Botero, 1963). Vers le sud, ces basaltes s'intercalent dans des roches métamorphiques paléozoïques.

La terrasse est située sur un ensemble de failles grossièrement orientées nord-sud. La faille San Jerónimo se situe à environ 2 km à l'ouest de la terrasse et, comme la faille Caldas-la Tablaza, située à 200 m vers l'est de la terrasse, appartient au système de failles

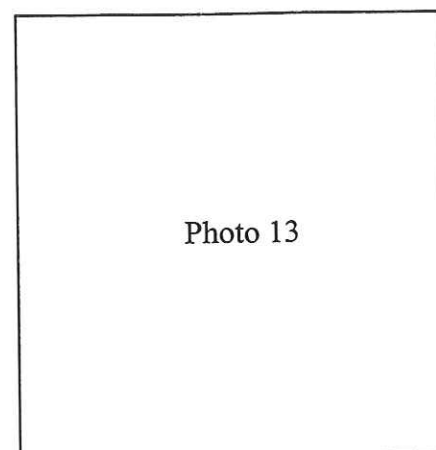


Photo 13

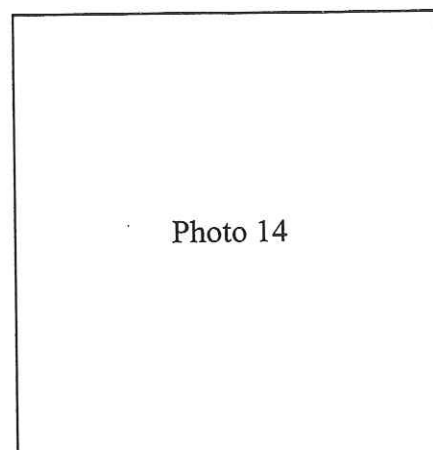


Photo 14

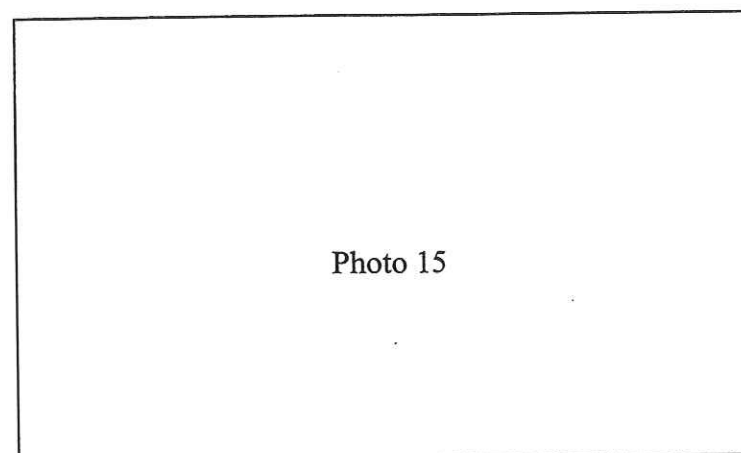


Photo 15

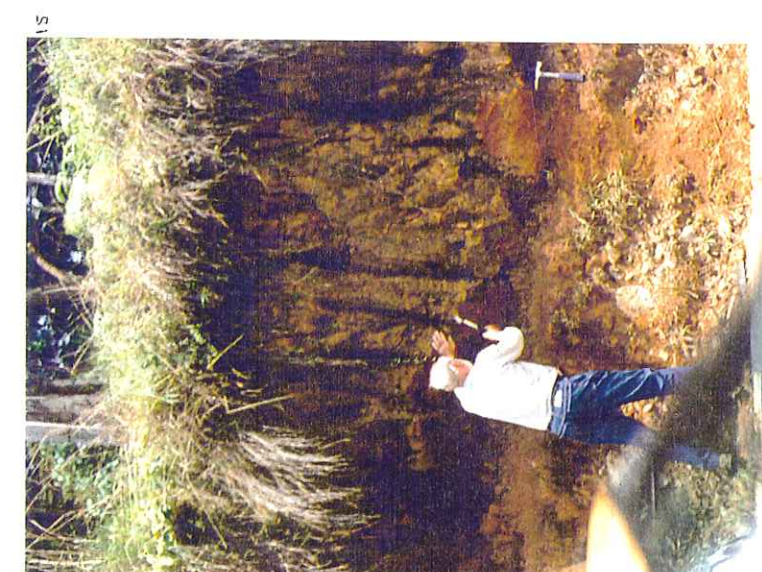
Photo 13 : Aspect de la stone line (en blanc, avec une épaisseur d'environ 10 cm) sur une terrasse de Rionegro.

Photo 14 : Terrasse basculée de La Tablaza, sud de la vallée d'Aburrá.

Photo 15 : Cendres intercalées entre deux dépôts de versants dans la localité de la Cola del Zorro, secteur de Poblado, Medellín. La position du marteau repère le niveau de cendres, d'environ 20 cm d'épaisseur.

Planche IV : Photos de coupes montrant la stone line et l'intérieur de la vallée d'Aburrá, département d'Antioquia.

PHOTOS



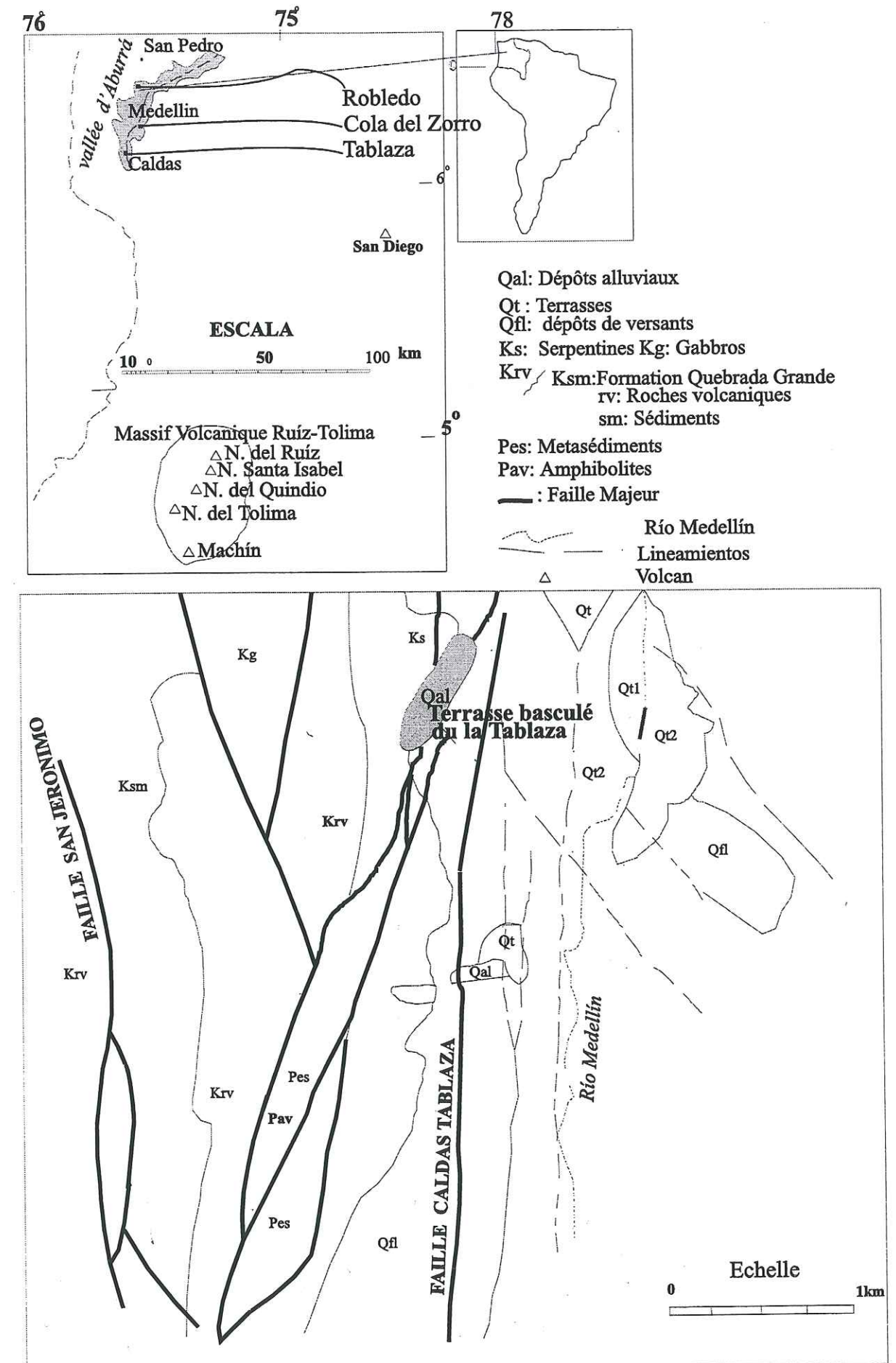
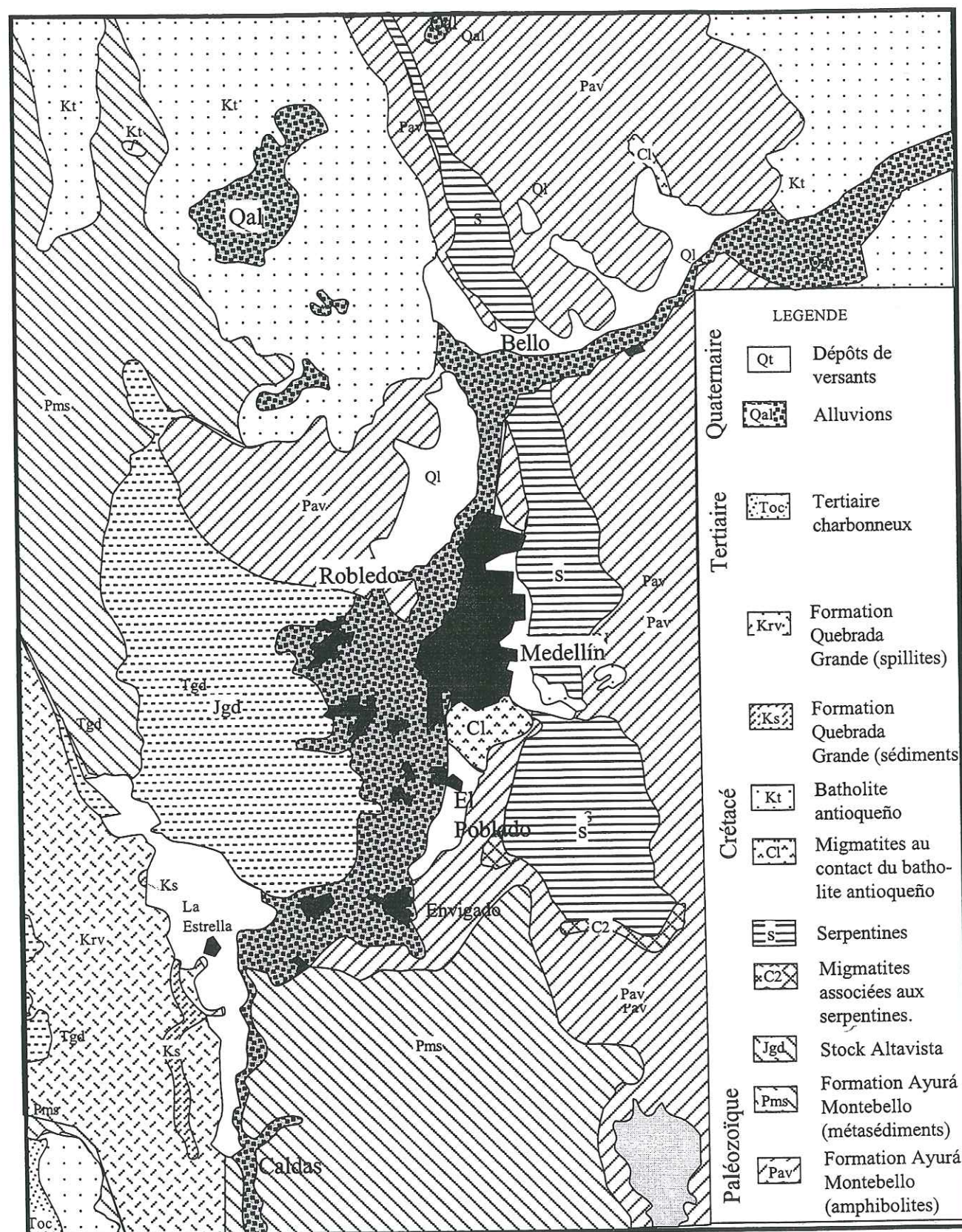


Figure 3-21 : Situation de la vallée d'Aburrá par rapport au massif volcanique Ruiz-Tolima et localisation de la terrasse basculée de la Tablaza.



Echelle : 1:200000

Figure 3-22 : Carte géologique des environs de Medellín, modifiée (d'après Botero, 1963).

Cauca-Romeral (Restrepo et Toussaint, 1984). Le système de failles de Cauca-Romeral limite le contact entre les roches du domaine continental à l'est et les roches du domaine océanique accréionné à l'ouest. Le basculement de la terrasse d'environ 15 degrés vers l'ouest, dans le sens opposé à la pente transversale de la vallée, indique une possible activité tectonique.

Le premier site échantillonné est sur la terrasse de la Tablaza, dans le sud de la vallée d'Aburrá (Figure 3-23). Cette terrasse est constituée d'un empilement de niveaux oligomictiques de roches basaltiques et de sédiments appartenant à la formation Quebrada Grande (Botero, 1963, Restrepo et Toussaint, 1987), mélangés à des cendres volcaniques remaniées, plus concentrées dans les niveaux argileux (Toro et Velásquez, 1984). Nous avons effectué un échantillonnage détaillé dans 9 des niveaux différenciés sur le terrain. Tablaza 1, 3, 5 et 7 correspondent à des couches d'épaisseur variant entre 1,5 et 2 m, où les galets arrondis et altérés de roches provenant de la Formation Quebrada Grande ont des diamètres maximaux de 10 cm. Tablaza 2, 4, 6 et 8 correspondent à des niveaux argileux, où le diamètre maximal des galets arrondis est de 1 cm. Ces petits galets constituent une faible proportion en volume (<5%) de ces couches et correspondent aussi à des galets provenant de la Formation Quebrada Grande.

Les dépôts de versants de la vallée d'Aburrá sont étendus et complexes. Ils recouvrent tous les versants, mais sont plus étendus dans les deux secteurs d'Envigado et de Bello (Figure 3-22) où l'on observe un changement d'orientation de la vallée, de NS à NNE. Dans le secteur d'El Poblado, ces niveaux argileux sont à l'origine de la reptation des terrains. Nous avons entrepris l'échantillonnage des cendres dans trois secteurs, l'un vers El Poblado (Cola del Zorro, Planche IV, Photo 15), les deux autres dans les dépôts de versant de Robledo (Figure 3-21).

3.7.2 Minéralogie

La minéralogie de la terrasse de La Tablaza est très pauvre en raison du degré important d'altération des matériaux qui la composent. On peut identifier des fragments de spillites altérées voisinant avec des zircons, des quarts bipyramidaux et des opaques. Sur les neuf niveaux échantillonnés, seuls quatre ont fourni des zircons en quantité suffisante pour la

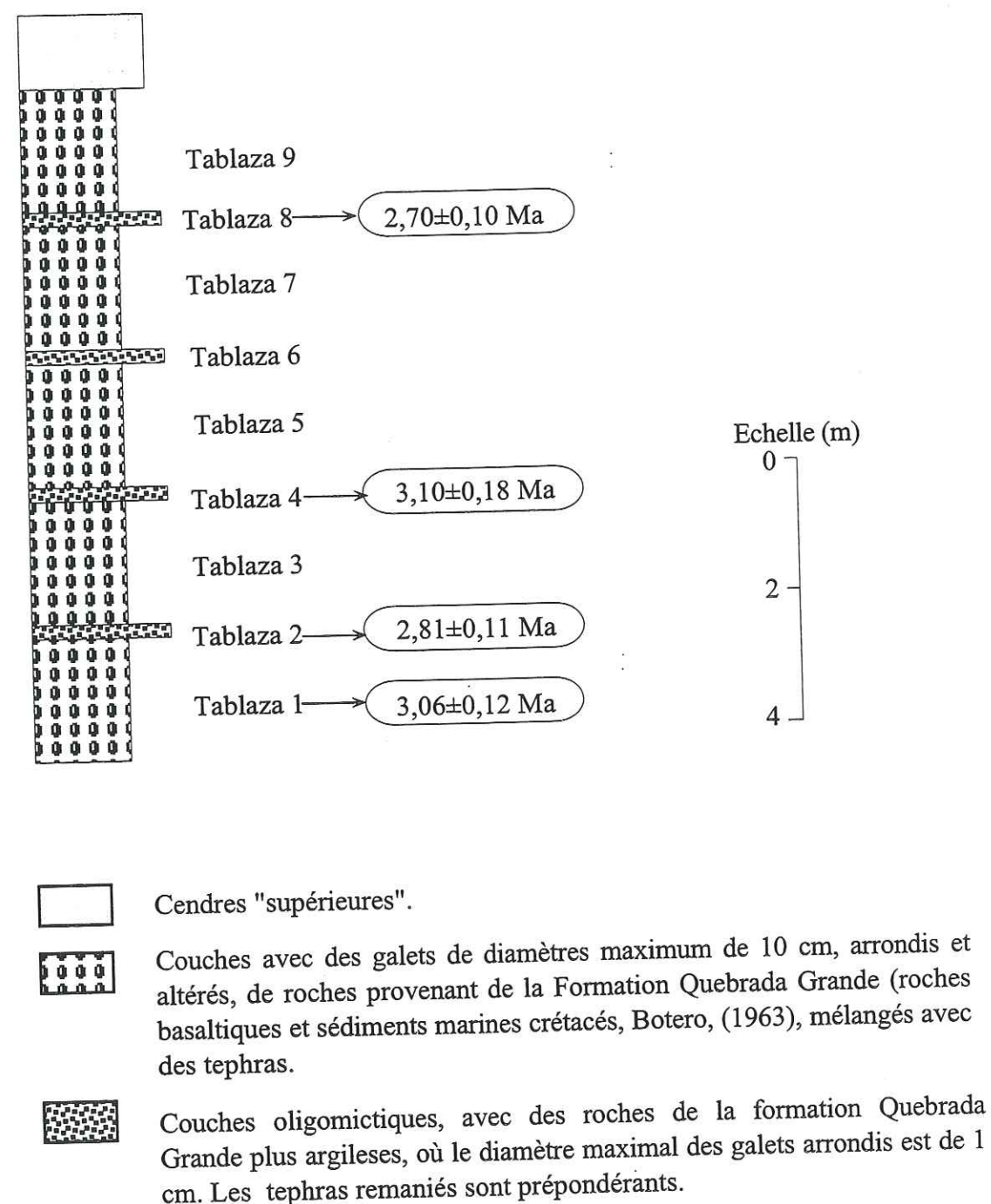


Figure 3-23 : Coupe stratigraphique des dépôts alluviaux de la terrasse de la Tablaza, dans le sud de la vallée d'Aburrá, avec la situation des tephres datés.

datation. Ces niveaux sont Tablaza 1, 2, 4 et 8. Il s'agit de zircons roses euhédraux, sans aucune variation morphologique entre les niveaux. Aucun zircon incolore n'a été observé.

Dans les dépôts de versant, le seul niveau où des zircons ont été trouvés est celui du paléosol inférieur observé à Robledo. Deux montages ont été effectués, correspondant respectivement à des zircons roses et à des zircons incolores translucides. Aucun zircon n'a été observé dans les échantillons d'El Poblado, bien qu'environ 3 kg de matériel aient été traités.

3.7.3 Datation par traces de fission

Sur les quatre montages réalisés avec des zircons roses provenant de la terrasse de la Tablaza, deux observateurs (Ali Azdimousa et Gloria Toro) ont effectué des mesures croisées. Les résultats sont présentés dans le Tableau 3-11, avec ceux obtenus sur les zircons roses et incolores des cendres interstratifiées dans le dépôt de versant de Robledo. Dans tous les montages, paramètres de dispersion, diagrammes radiaux et isochrones (Figure 3-24 et 3-25) suggèrent qu'une seule population d'âges est présente.

3.7.3.1 Les zircons du socle

Ce sont comme dans les autres secteurs les zircons incolores. Sur les 21 zircons incolores de Robledo montés, seuls trois ont été datés, les autres ayant été exclus en raison soit de zonations des traces fossiles, soit de leur trop grand nombre. Les trois grains s'alignent sur une isochrone à $52,9 \pm 2,4$ Ma (Figure 3-25). Ce résultat est similaire à ce que nous avons trouvé précédemment pour d'autres secteurs du département d'Antioquia et que nous avons associé à l'histoire métamorphique du batholite antioqueño (Voir par exemple Figure 3-4). Si l'on tient compte de la géologie régionale (Figure 3-21), le socle, dans le secteur de Robledo, au-dessous des dépôts de versant, est constitué de roches métamorphiques du Paléozoïque appartenant à la formation Ayurá-Montebello. Dans cette localité, ces roches ont été affectées par un métamorphisme de contact associé à l'intrusion du batholite antioqueño au Crétacé supérieur (Botero 1963).

Profondeur cm	Echant.	Couleur	n	ρ_s 10^6tr/cm^2 (Ns)	ρ_i 10^6tr/cm^2 (Ni)	Dispersion $P(\chi^2)$ %	E.T. %	ρ_d 10^4tr/cm^2 (Ns)	Age central $\text{Ma} \pm 1\sigma$
350	Tablaza 8	Roses	13	0,745 (385)	3,046 (1575)	25	<1	6,010 (7155)	2,69 \pm 0,14
	G.T.								
	A.A.								
650	Tablaza 4	Roses	5	0,556 (163)	1,935 (567)	91	<1	6,150 (7314)	3,23 \pm 0,24
	G.T.								
	A.A.								
850	Tablaza 2	Roses	6	0,672 (308)	2,705 (1239)	73	<1	6,1500 (7314)	2,65 \pm 0,14
	G.T.								
	A.A.								
950	Tablaza 1	Roses	9	0,637 (291)	2,448 (1119)	31	6	6,010 (7155)	2,89 \pm 0,18
	G.T.								
	A.A.								
400	Robledo	Roses	16	0,349 (348)	1,887 (1883)	43	10	6,030 (10672)	2,04 \pm 0,12
	G.T.								
	A.A.								
400	Robledo	Incolores	3	5,365 (356)	1,115 (74)	97	<1	6,030 (10672)	52,9 \pm 2,4
	G.T.								
	A.A.								

Tableau 3-11 : Ages traces de fission des zircons provenant de dépôts de l'intérieur de la vallée d'Aburrá. Mesures croisées : A.A., Ali Azdimoussa; G.T., Gloria Toro. Données partiellement publiées in Toro *et al.* (1996). zeta A.A., 374 ± 6 et zeta G.T., 366 ± 6 .

3.7.3.2 Les zircons volcaniques

Terrasse de Tablaza.- Les zircons de la terrasse de Tablaza ont été datés systématiquement par deux observateurs. Dans toutes les mesures n'apparaît qu'une seule population d'âges. Une analyse de population avec le modèle bimodal de Galbraith et Green (1990) et le diagramme de probabilité de Brandon (1996) confirme cette estimation.

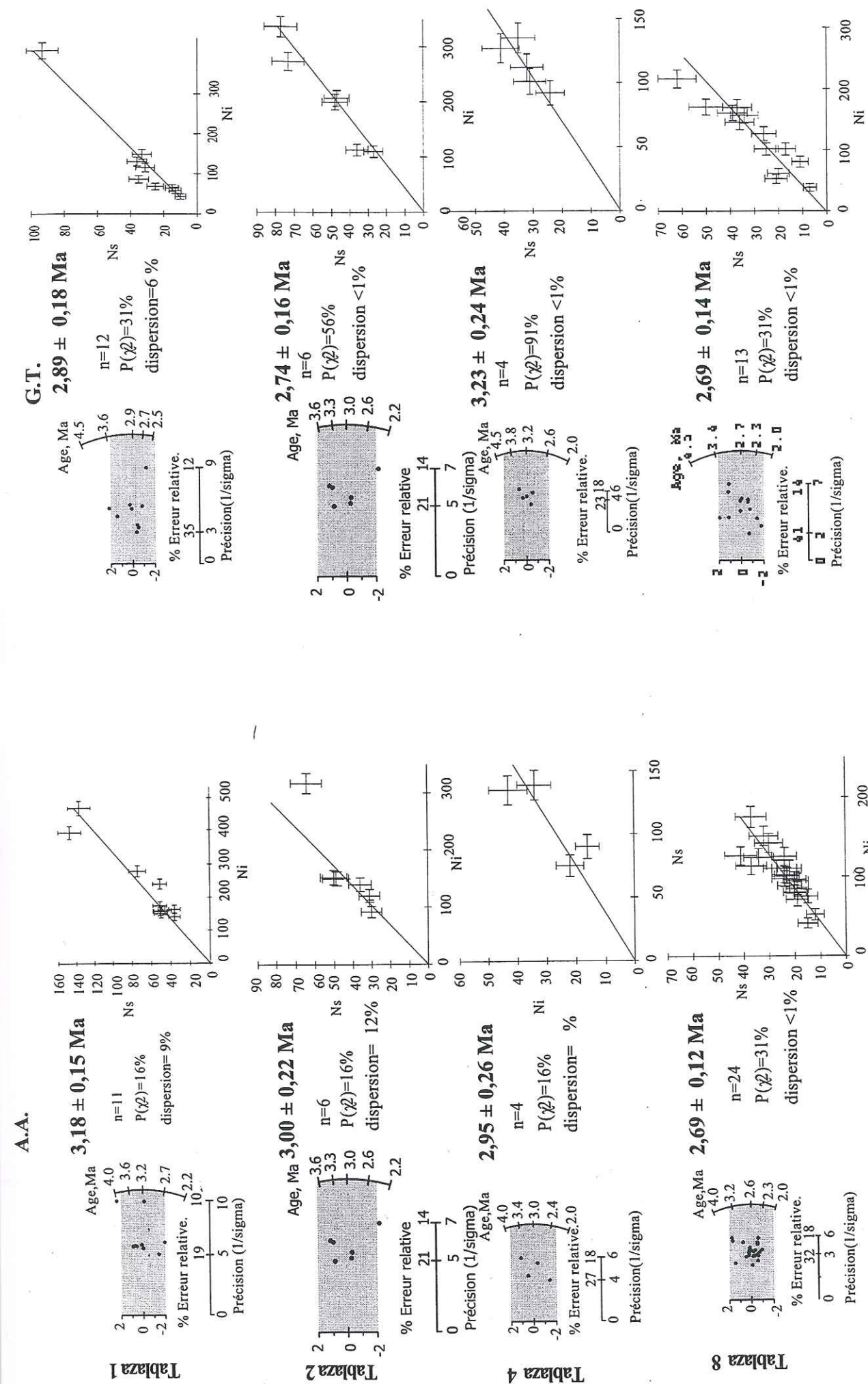
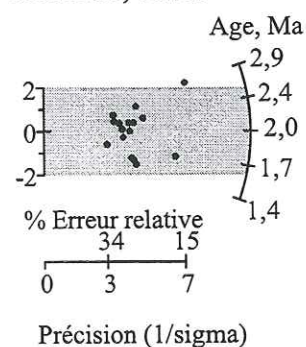


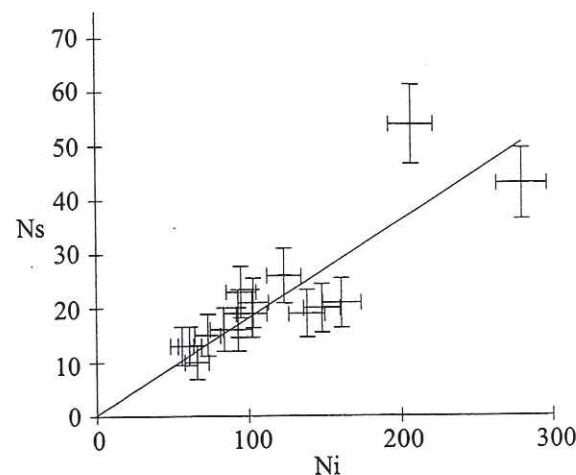
Figure 3-24 : Résultats des mesures croisées obtenus sur les zircons volcaniques roses remaniés dans la terrasse basculée de la Tablaza, vallée d'Aburra. A.A. Ali Azdimoussa, G.T. Gloria Toro (Tablaza 1, 2 et 4 publié dans Toro, G. *et al.*, 1996).

Robledo, roses

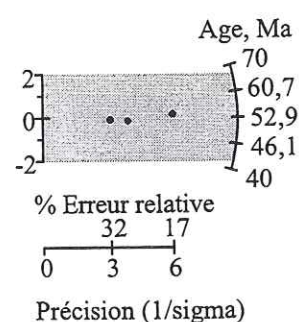


$2,04 \pm 0,12$ Ma

$n=16$
 $P(\chi^2)=43\%$
 Dispersion = 10%



Robledo, incolores



$52,9 \pm 2,4$ Ma

$n=3$
 $P(\chi^2)=97\%$
 Dispersion <1%

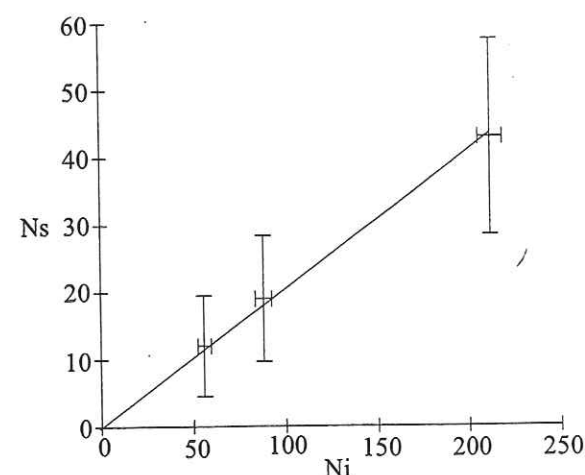


Figure 3-25: Diagramme radial et isochrone pour les zircons des tephras intercalés dans le dépôt de versant de Robledo, vallée d'Aburra.

Des mesures croisées ont été effectuées sur les quatre échantillons provenant de la Tablaza. La Figure 3-26 montre que les deux observateurs qui les ont datés obtiennent des résultats concordants (Figure 3-26). On retiendra donc pour l'âge et la précision de ces échantillons les valeurs pondérées de ces âges centraux. Nous retiendrons donc pour chacun de ces âges la moyenne pondérée des âges centraux obtenus par ces observateurs. Dans ces conditions, l'âge maximal de dépôt de cet ensemble volcano-détritique est donné par celui du niveau supérieur, qui renferme la population de zircon la plus jeune, de $2,70 \pm 0,10$ Ma. En tenant compte de l'incertitude de $\pm 2\sigma$, cet âge maximum s'établit à 2,90 Ma.

Zircons de Robledo. - Pour les dépôts de versant de Robledo, les 16 zircons roses ont un âge central de $2,04 \pm 0,12$ Ma. Les âges individuels des grains varient de 1,4 à 2,9 Ma à 1,4 Ma; la possible présence de deux ou plusieurs populations est suggérée dans le diagramme radial de la Figure 3-25, avec la plupart des âges entre 2,0 et 2,9 Ma et quatre cristaux entre 1,7 et 1,4 Ma. Ces résultats sont cohérents avec celui obtenu par Restrepo (1991) dans des cendres concentrées dans un autre paléosol du secteur de Robledo intercalé entre deux dépôts de versant, de $1,98 \pm 0,23$ Ma.

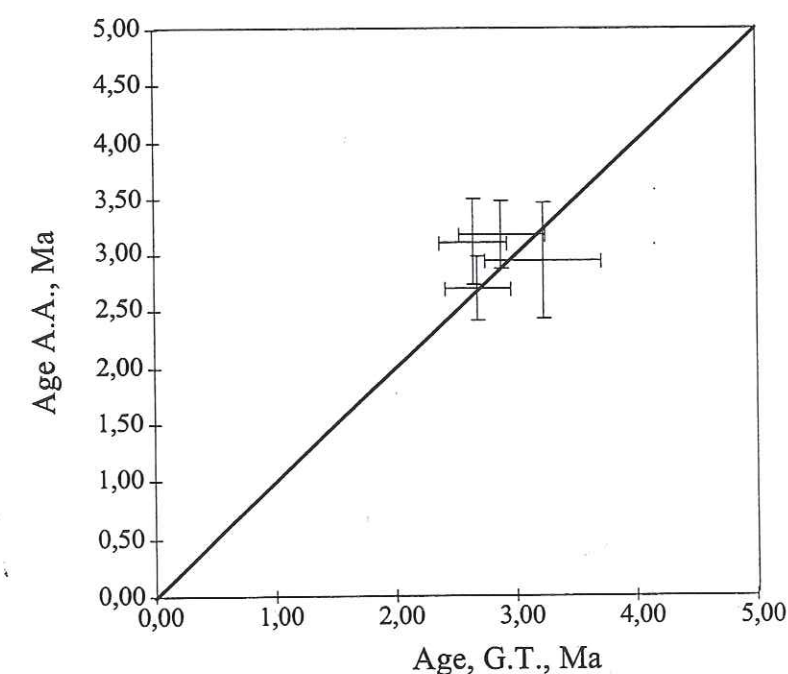


Figure 3-26 : Comparaison entre les âges TF de quatre niveaux de tephras de la Tablaza obtenu par deux observateurs. G.T.=Gloria Toro, A.A.=Ali Azdimousa.

Un diagramme de Brandon (Figure 3-27) semble confirmer la non-unicité d'âges dans cet échantillon. Une population pourrait présenter un âge vers 2,3 Ma, une seconde vers 1,7-1,8 Ma. Une analyse de population de Galbraith et Green propose bien deux populations, vers respectivement 1,88 Ma (14 grains) et 2,46 Ma (2 grains), mais avec une probabilité de partition de seulement environ 50%. Nous concluons de ces deux types d'analyse que cet échantillon comporterait donc au moins deux populations d'âges, l'une dominante vers 2,4-2,5 Ma, l'autre vers 1,7-1,8 Ma. Dans ces conditions, l'âge maximum de ce dépôt serait d'environ 1,7 Ma.

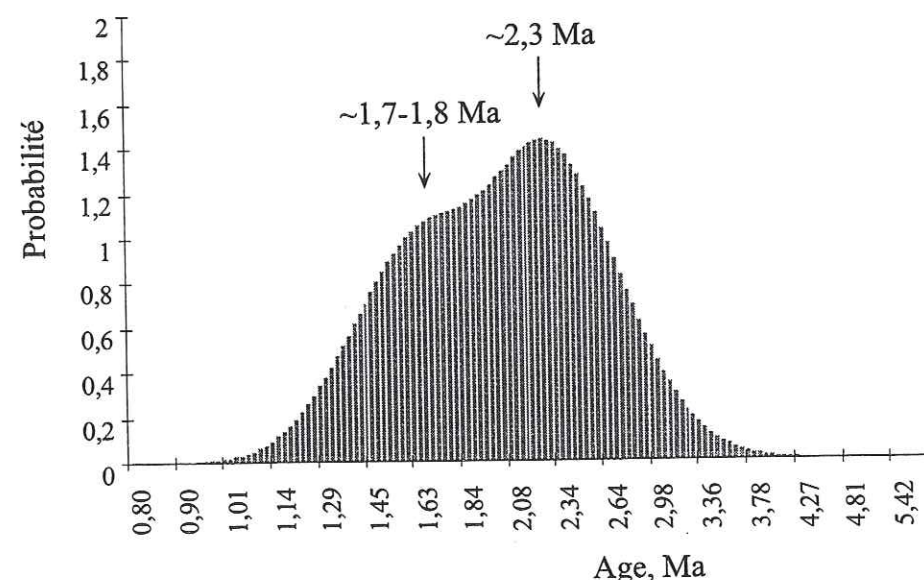


Figure 3-27 : Diagramme de Brandon (1996) illustrant les deux possibles populations pour les zircons roses de Robledo.

3.8 Stone line

Ce niveau-repère stratigraphique de l'altiplano d'Antioquia est particulièrement bien développé dans les localités de Rionegro et de La Unión, où il constitue parfois une discontinuité stratigraphique pour la pénétration des racines. A Rionegro, il repose sur la terrasse inférieure, paléomagnétiquement normale (Page et James, 1981, Page, 1986) et il est recouvert par des cendres concordantes avec la topographie, d'âge minimal $36520 \pm 2750/2020$ a BP (Hermelin, 1993). Bien que l'on parle de *la* stone line, il n'est toutefois pas démontré qu'il s'agisse, en tout point où elle apparaît, du même niveau stratigraphique. Elle n'est ainsi considérée comme résultant d'un seul -et non de plusieurs- événement climatique parce qu'elle est toujours unique dans les coupes stratigraphiques où elle apparaît. Elle sépare les tephres pliocènes tectonisés (faillés) des tephres les plus superficiels (« cendres supérieures ») non affectés tectoniquement (jusqu'à présent, des évidences d'activité tectonique affectant les cendres supérieures n'ont été trouvées que dans la seule localité de Caldas, dans le sud de la vallée d'Aburrá, d'après Cuadros *et al.*, 1981).

La stone line apparaît sur le terrain comme un niveau riche en galets et en éléments grossiers, témoins d'un lessivage superficiel ayant éliminé les particules les plus fines et les éléments les plus légers des surfaces affectées (Planche IV, Photo 13). On peut donc s'attendre à trouver dans ce niveau un mélange de zircons ayant appartenu à différents tephres. La datation des zircons de ce niveau pourrait donc permettre de reconnaître les âges des différents tephres déposés dans la région jusqu'à l'époque de la formation de la stone line, pourvu que ces âges soient suffisamment différents. L'âge du plus jeune d'entre eux donnerait une limite supérieure de l'âge de la stone line, estimé actuellement, sur des bases stratigraphiques, à 500000 ans (Hermelin, 1993).

3.8.1 Echantillonnage

Pour une première approche des zircons de la stone line, nous y avons collecté trois échantillons (Figure 3-28). L'un provient de la Unión (3007), où il a été pris dans la coupe de La Bomba. A cet endroit, la stone line sépare les dépôts lacustres des tephres supérieurs (§3-4 et Figure 3-10). A Rionegro, dans la même position stratigraphique, un autre échantillon (tef

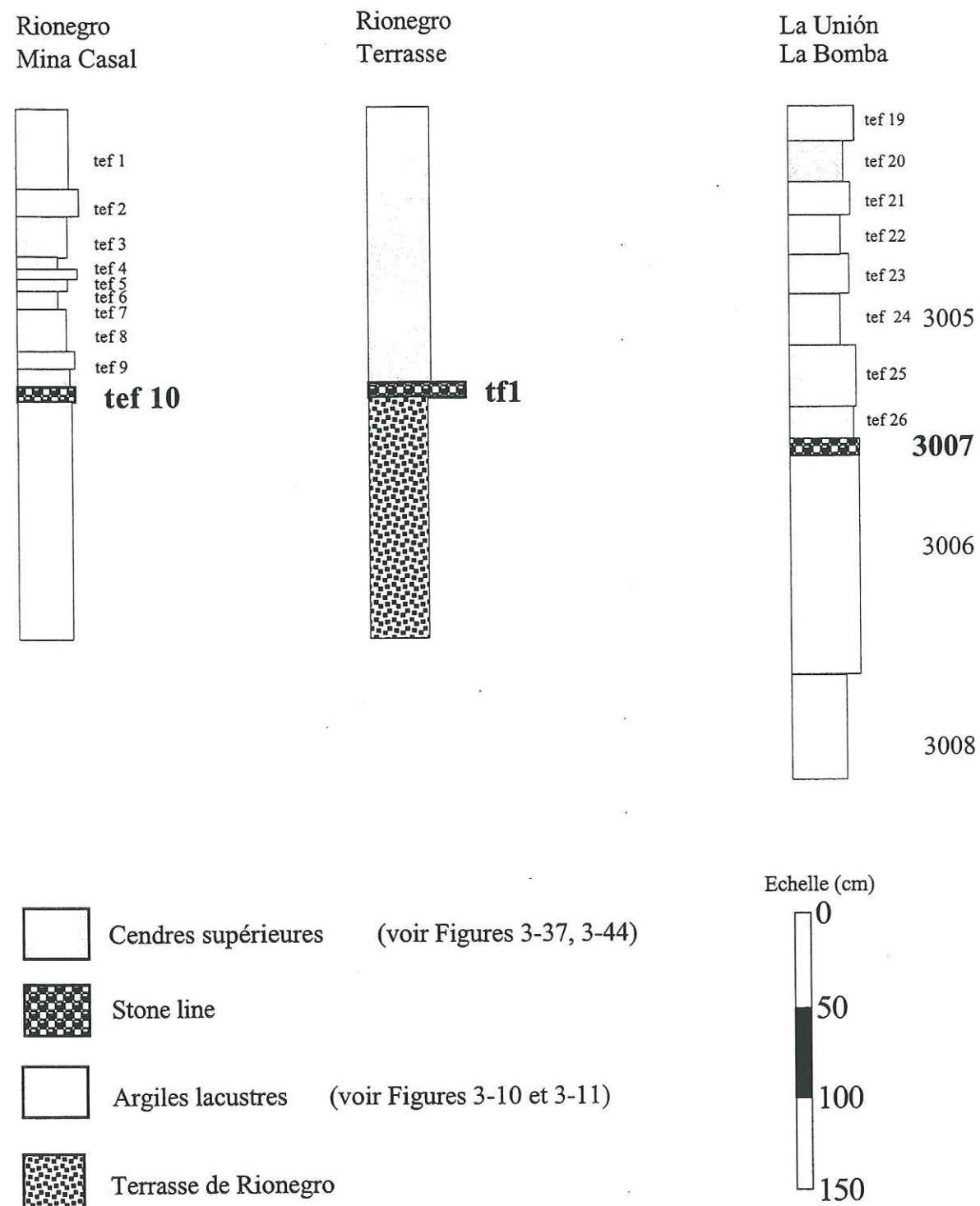


Figure 3-28 : Position des échantillons datés associés à la stone line dans le département d'Antioquia.

10) a été prélevé dans la mine Casal. Un troisième (tf1) enfin a été collecté dans la terrasse de Rionegro à la base de l'unité volcanique inférieure.

Dans chaque échantillon, un ou plusieurs montages ont été effectués en fonction de la couleur et de la morphologie des grains : trois pour tf1, respectivement avec des zircons roses euhédraux (tf1a), des zircons incolores euhédraux transparents (tf1b) et des zircons incolores translucides (tf1c); deux pour tef 10, avec des cristaux roses (tef 10a) et incolores (10b); un seul pour 3007 avec des zircons roses euhédraux.

3.8.2 Datation par traces de fission

Sur les six montages effectués, on observe que seul l'échantillon tf1b pourrait ne renfermer qu'une seule population d'âges ($P(c^2)=72\%$ et écart-type $<1\%$), autour d'un âge central de $1,06 \pm 0,19$ Ma (Tableau 3-12, Figure 3-29). Il faut cependant remarquer que seuls quatre cristaux sur 50, montés et polis, ont pu être datés, à cause de fractures parallèles à l'axe cristallographique c, qui se sont considérablement élargies pendant l'attaque chimique, rendant presque tous les grains impossibles à dater.

Echantillon 3007, La Unión.- L'analyse de populations suggère la présence de deux populations d'âges dans cet échantillon de La Unión, avec des âges centraux pour chacune de respectivement $0,78 \pm 0,07$ et $1,70 \pm 0,17$ Ma. On observe cependant une certaine dispersion autour de l'une des isochrones correspondantes, dans la Figure 3-30 (haut), responsable de la grande largeur du pic principal dans le diagramme de densité de probabilité d'âges de Hurford (1984), (Figure 3-30, milieu). Il en est de même pour le pic centré sur le mode principal dans un diagramme de Brandon (1996) (avec un léger épaulement vers 0,6 Ma), qui fait cependant bien ressortir les populations de Galbraith et Green (1990) (Figure 3-30, bas). La prolongation jusque vers 0,1 Ma de la courbe de Brandon est due à la présence de trois grains d'âges $<0,3$ Ma (voir aussi Figure 3-30, haut). Il peut toutefois s'agir là d'un artefact statistique, une trace seulement ayant été comptée dans ces zircons.

Localité Echantillon	Unité	Montage	Couleur	n	ρ_s $10^6/\text{cm}^2$ (Ns)	ρ_i $10^6/\text{cm}^2$ (Ni)	Dispersion $P(\chi^2)$ %	E.T. %	ρ_d $10^4/\text{cm}^2$ (Ns)	Age central Ma $\pm 1\sigma$
La Unión 3007	Sédiments lacustres	3007	Roses	19	0,0981 (198)	1,049 (2117)	<1	34	6,065 10909	1,05 \pm 0,11
Rionegro										
tfl	Terrasse inférieure	tfla	Roses	55	0,462 (1548)	2,221 (7422)	<1	21	6,011 (7155)	2,29 \pm 0,09
		tflb	Incolores	4	0,136 (29)	1,447 (308)	72	<1	6,145 (7314)	1,06 \pm 0,19
		tflc	Incolores	24	3,640 (2996)	1,440 (1185)	<1	153	6,145 (7314)	14,90 \pm 2,47
tef10	Sédiments lacustres	tef10a	Roses	17	0,251 (262)	0,930 (971)	<1	93	6,011 (7155)	2,63 \pm 0,50
		tef10b	Incolores	31	0,586 (832)	2,527 (3587)	<1	22	6,145 (7314)	2,6 \pm 0,13

Tableau 3-12 : Ages traces de fission des zircons incolores et roses des échantillons de la stone line.

Echantillon tfl, terrasse inférieure de Rionegro.- Dans le montage tflc, l'analyse de populations suggère que les zircons de socle, dont les âges individuels varient entre 30 et 80 Ma, pourraient se répartir entre deux populations d'âges centraux situés vers respectivement 44 et 72 Ma (Figure 3-31). Les huit autres grains incolores de ce montage, avec un âge central $0,44 \pm 0,09$ Ma, sont clairement d'origine volcanique. Cette partition en trois groupes des âges individuels des zircons de tflc est confirmée par un diagramme de Brandon (Figure 3-31 haut). Les autres grains incolores, ceux du montage tflb, affichent aussi un âge volcanique, mais nettement inférieur, de seulement $1,06 \pm 0,19$ Ma (Figure 3-29B). De son côté, l'analyse de Galbraith et Green des 55 zircons roses du montage tfla suggère l'existence de deux populations, centrées respectivement vers $1,54 \pm 0,09$ et $2,66 \pm 0,09$ Ma. On retrouve ces deux modes dans les graphiques de Hurford et de Brandon (Figure 3-32). Ce sont donc, si l'on tient aussi compte des zircons de tflb, au moins six populations d'âges qui seraient représentées dans cet échantillon. La réalité est sans doute plus complexe encore, comme le montre par exemple l'apparent continuum des âges dans tfla. Les « âges centraux » des populations « identifiées » doivent être davantage interprétés comme des tendances dominantes dans les âges des tephres remaniés dans la stone line que comme les âges de tephres bien déterminés.

Echantillon tfl0, sédiments lacustres de Rionegro.- Cet échantillon, qui ne renferme que des zircons volcaniques roses et incolores, confirme les observations faites à propos du précédent. Parmi les zircons roses (montage tfl0a), on observe immédiatement la présence d'un grain nettement plus âgé que les autres, vers 18 Ma (Figure 3-29A), et deux tendances, vers respectivement 1 et 4 Ma (Figure 3-33). L'analyse de Galbraith et Green nous propose comme âges de population pour ces groupes respectivement $0,90 \pm 0,14$ et $4,25 \pm 0,36$ Ma (Tableau 3-13). Par contre, dans les zircons incolores de tfl0b, la distinction entre populations est moins évidente, d'après la distribution des âges individuels, relativement large (Figure 3-34). Ainsi, si l'analyse de Galbraith et Green suggère l'existence de deux populations, vers $2,22 \pm 0,09$ et $4,20 \pm 0,28$ Ma (Tableau 3-13), le diagramme de Brandon en propose au moins trois. Il s'agit sans doute ici d'un mélange complexe (Figure 3-34). Ici donc, comme précédemment dans tfla, il est sans doute plus correct de parler de tendances dominantes dans les âges des tephres représentés par ces zircons que de populations d'âges représentatifs de deux seuls événements discrets. L'examen attentif de cet échantillon suggère donc fortement qu'il faudrait parler d'un minimum de cinq populations d'âges en présence.

3.8.3 L'âge maximum de la stone line

Afin d'obtenir une vision générale de l'échantillonnage de zircons volcaniques présents dans la stone line, dû à l'événement ou aux événements qui lui a(ont) donné naissance, nous avons tracé un diagramme de Brandon avec l'ensemble des zircons volcaniques des trois échantillons datés (Tableau 3-12), excepté le zircon de 18 Ma du montage tef10a (Figure 3-35), probablement lui aussi d'origine volcanique et peut-être associé, en raison de son âge, au volcanisme Combia ou à celui de la vallée du Cauca (§1.3) (Restrepo *et al.*, 1981, Restrepo, 1985, Murcia, 1982).

Il en ressort qu'au minimum cinq groupes d'âges traces de fission sont présents, vers respectivement 0,3 Ma, 1 Ma, 1,6 Ma, 2,5 Ma et 5 Ma. Ce sont des valeurs proches des âges centraux trouvés après analyses de population par l'approche de Galbraith et Green (tableau 3-13) ou les diagrammes de Brandon (Figures 3-30, 3-31, 3-32, 3-33 et 3-34). Ces groupes d'âges doivent cependant être considérés avec prudence, chacun d'eux pouvant réunir des zircons de tephres d'âges trop proches entre eux pour être distinguables. Par ailleurs,

3007 $1,05 \pm 0,11$ Ma

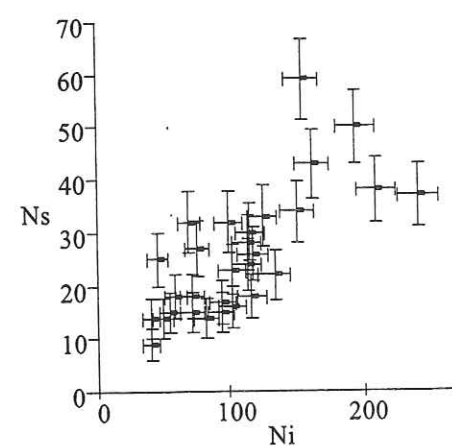
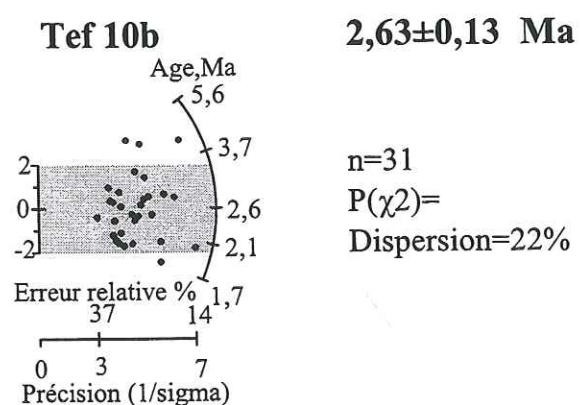
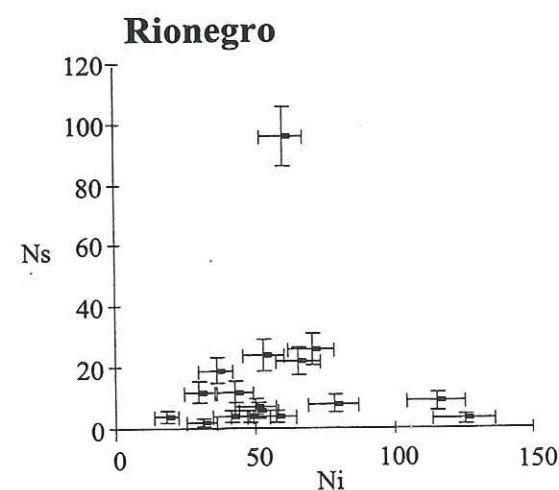
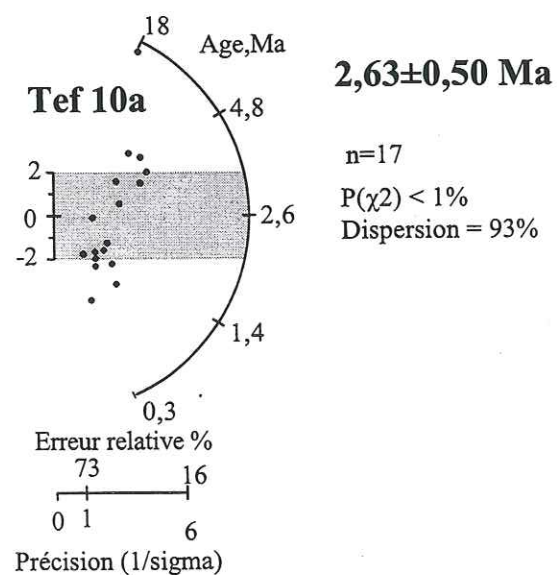
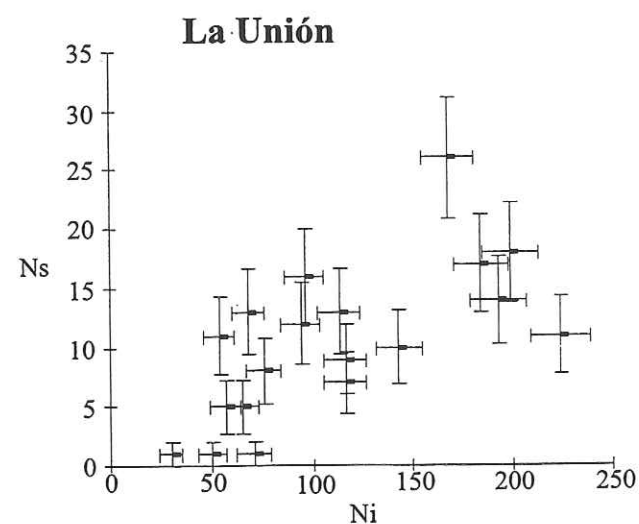
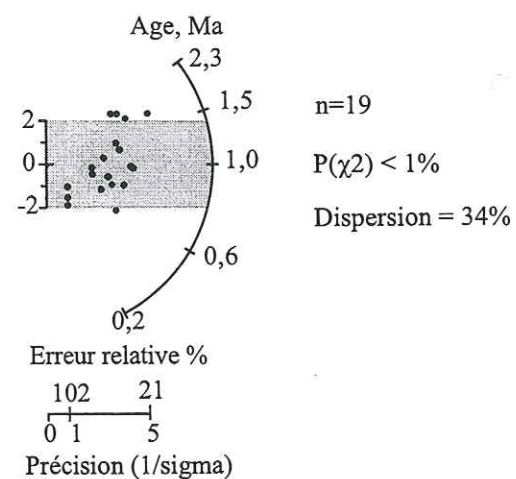


Figure 3-29A : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons associés à la stone line.

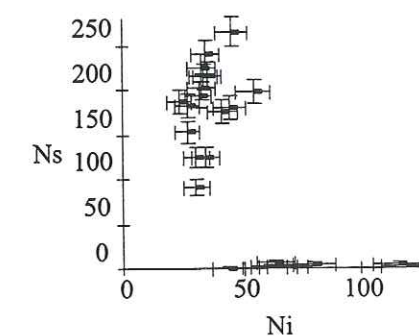
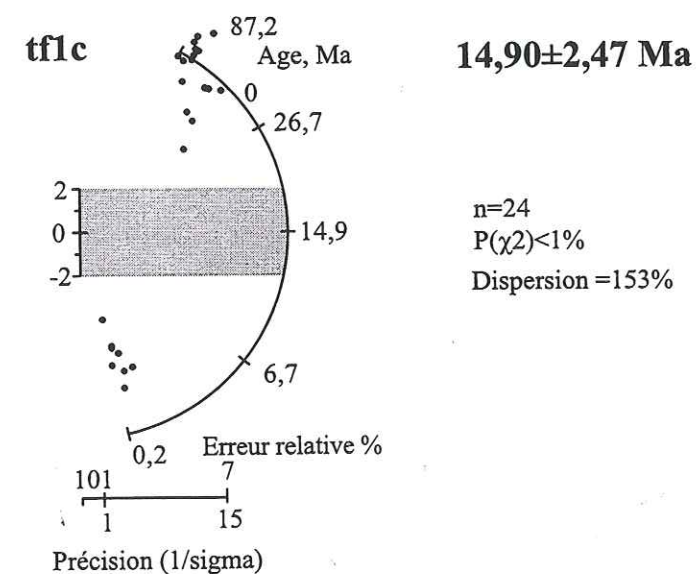
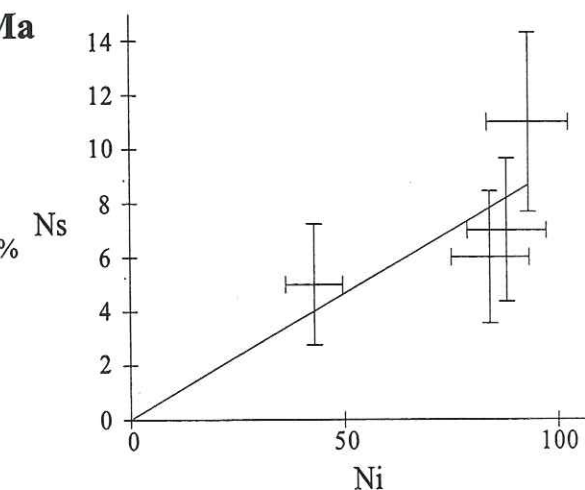
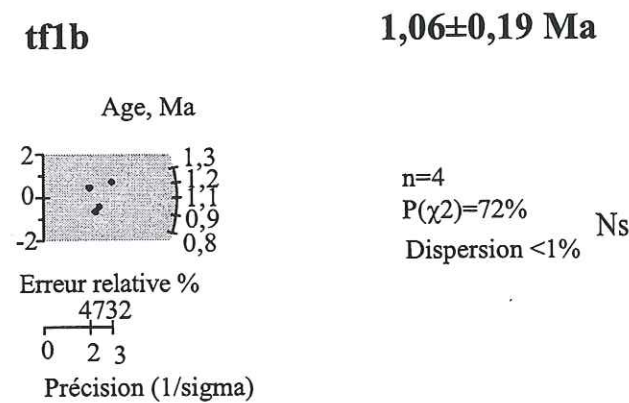
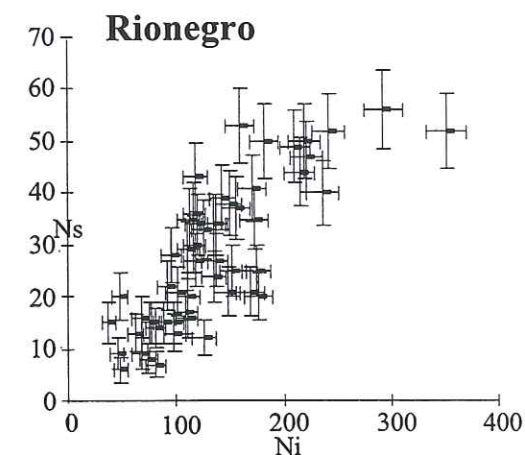
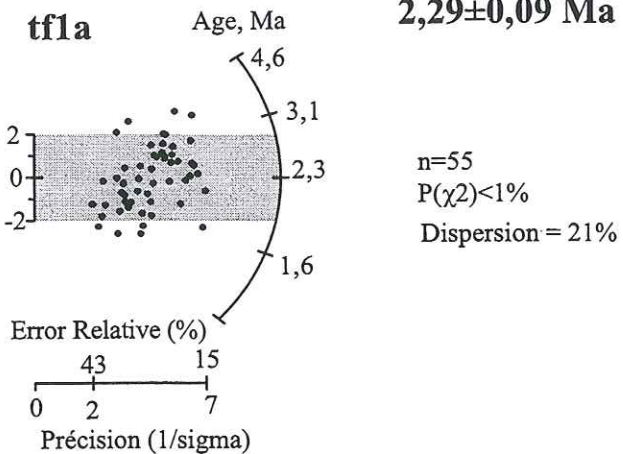
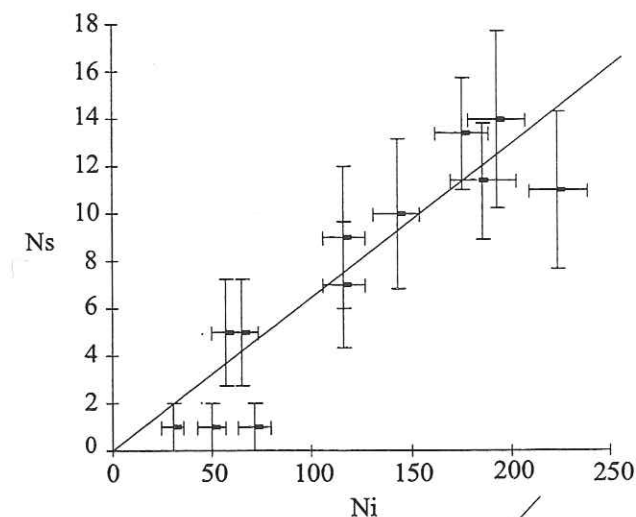
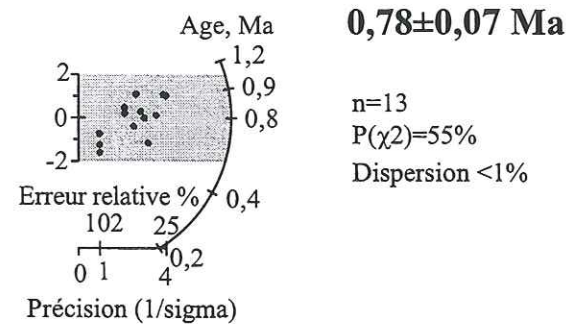


Figure 3-29B: Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons associés à la stone line

3007, Population 2



3007, Population 1

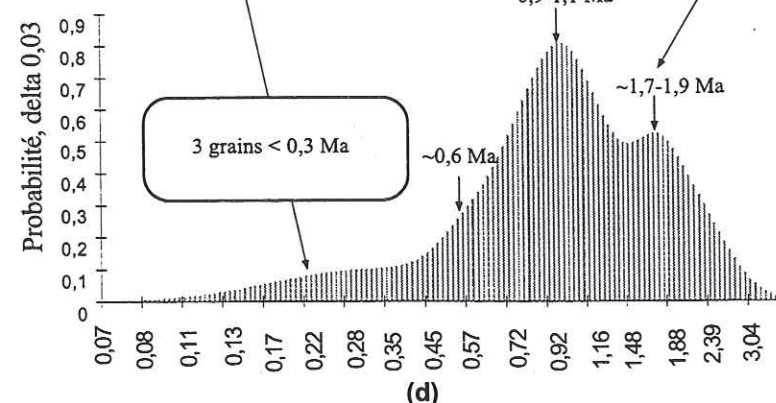
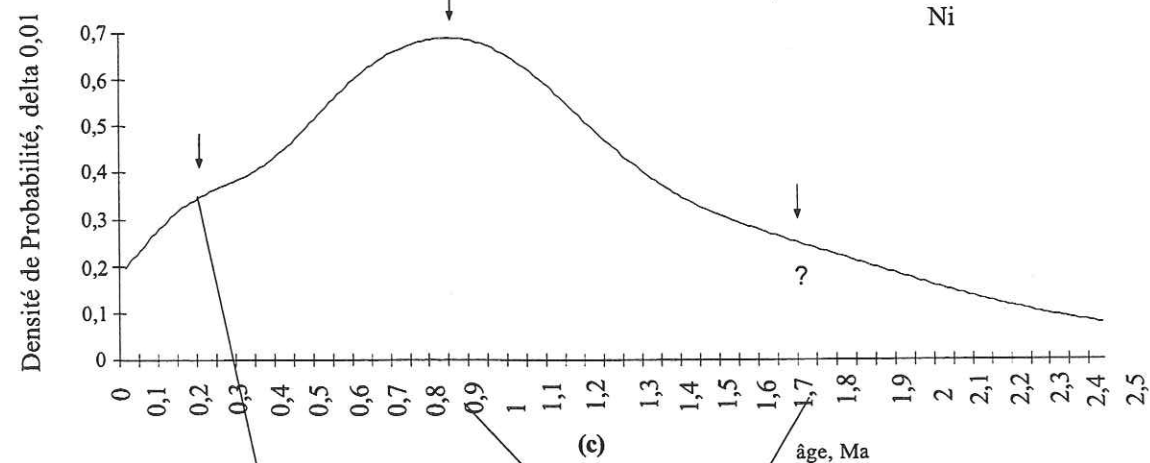
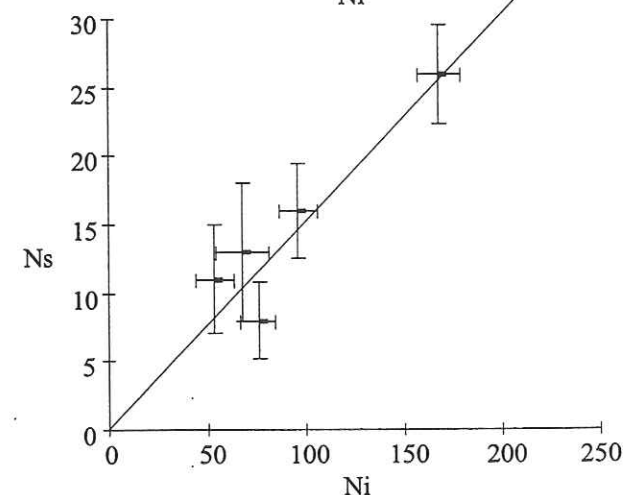
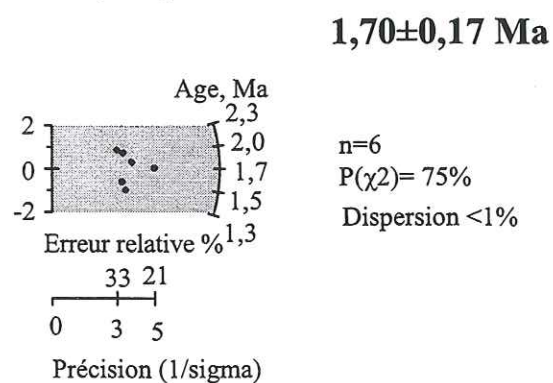
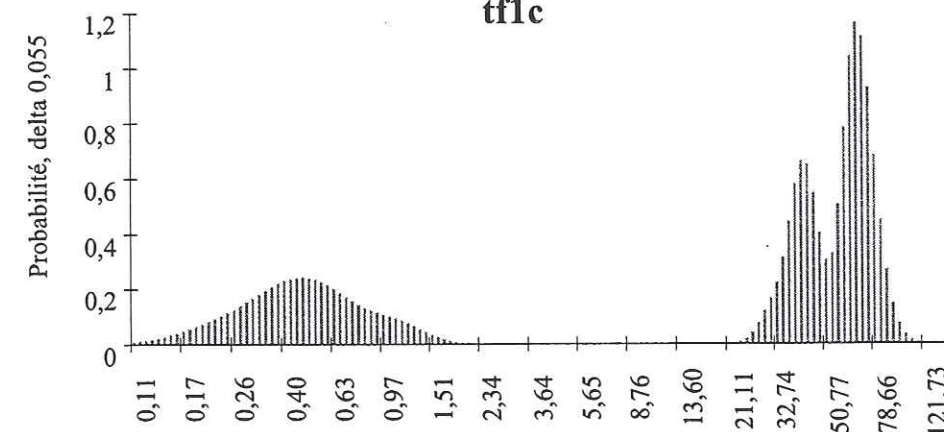


Figure 3-30 : Diagrammes: (a) Radial, (b) Isochrone, (c) Densité de Probabilité de Hurford (1984), et (d) Brandon (1996) illustrant les populations d'âges présentes dans le échantillon 3007 de la stone line à La Unión (profil La Bomba).

tf1c



$71,8 \pm 2,0$ Ma

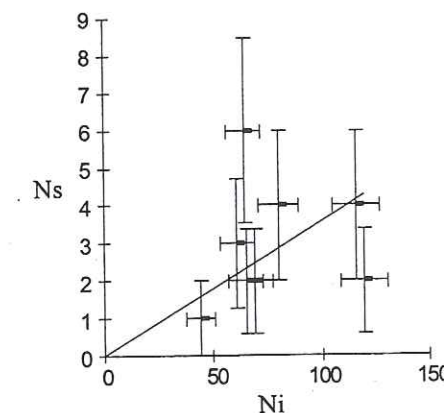
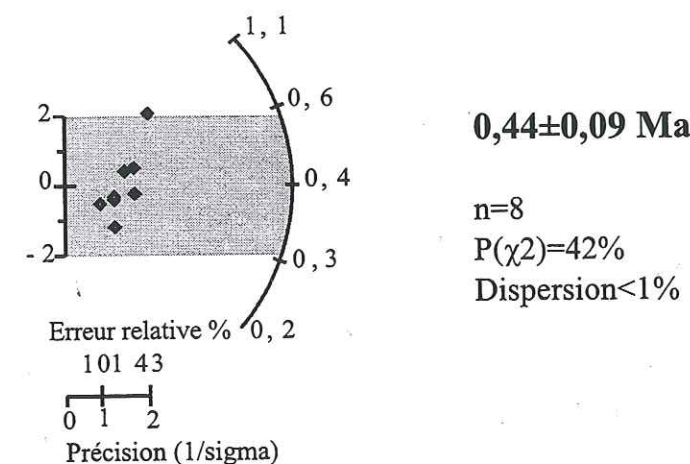
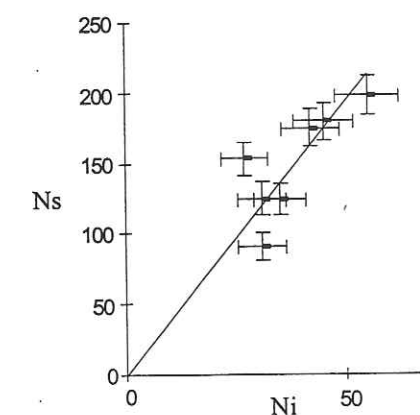
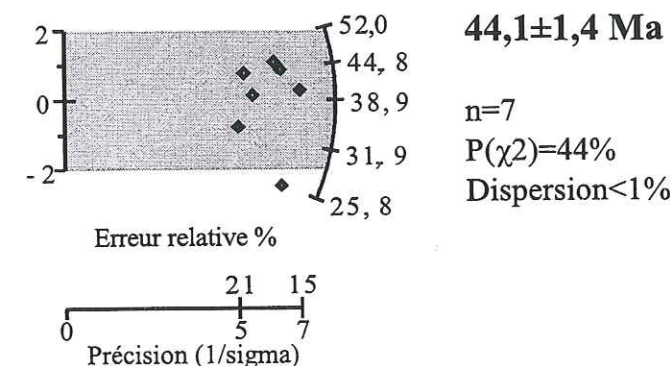
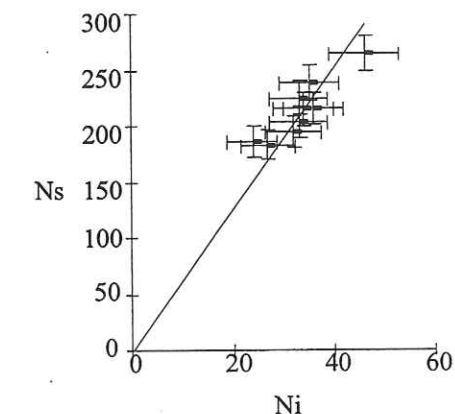
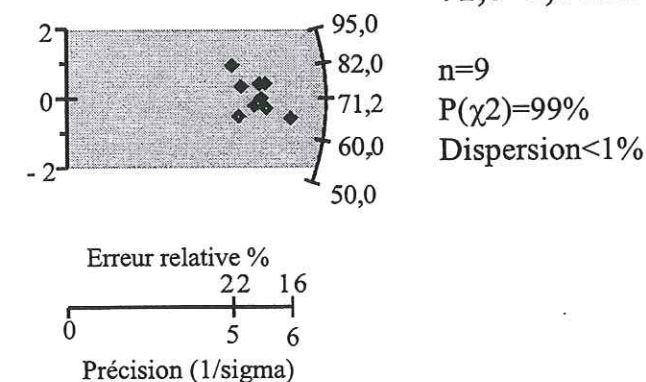


Figure 3-31 : Diagramme de Brandon (1996) (haut) et diagrammes radiaux et isochrones pour les population de zircons du montage tf1c, stone line, Rionegro.

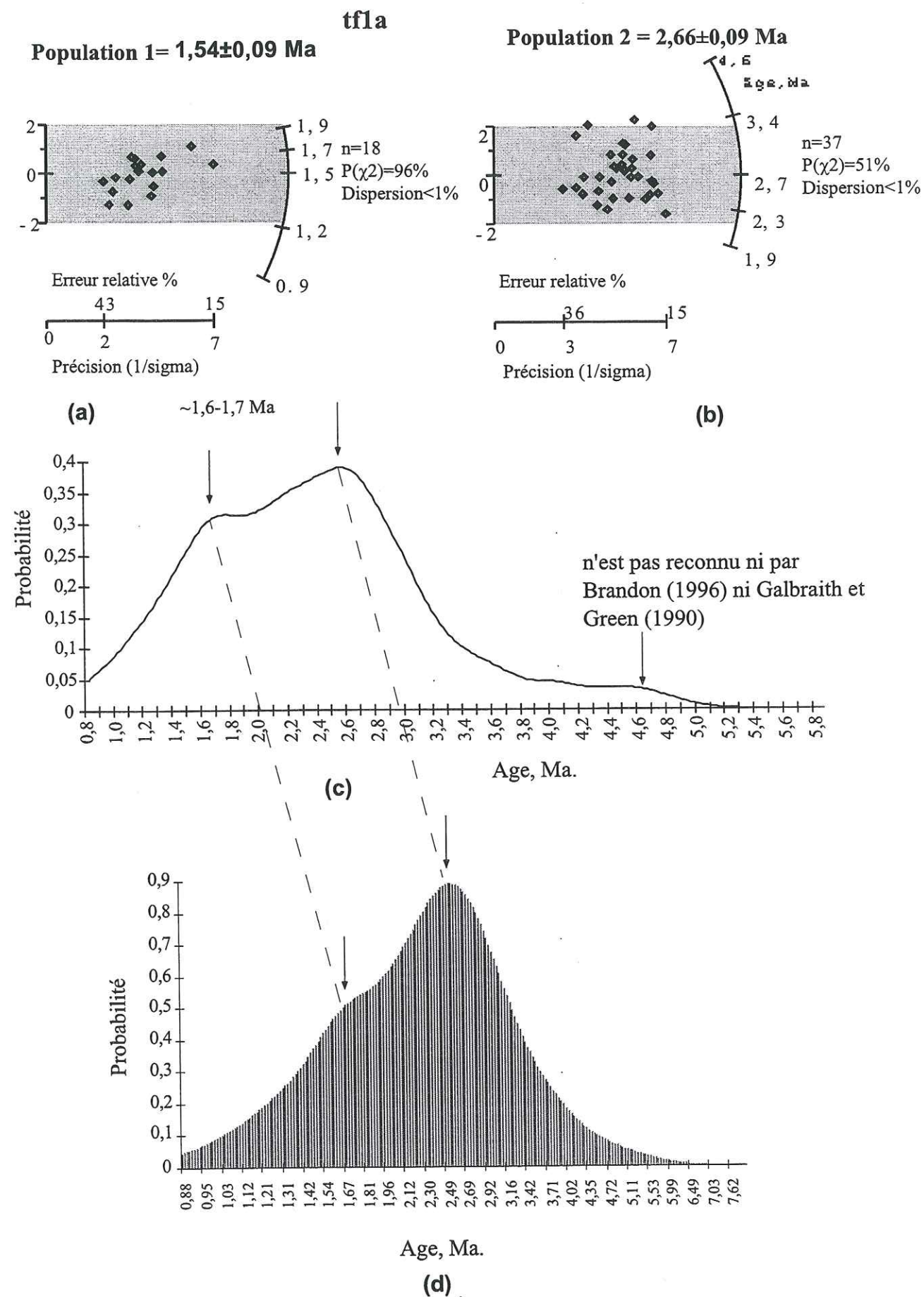


Figure 3-32 : Diagrammes: (a) population 1 (b) population 2 (c) Densité de Probabilité de Hurford (1984), et (d) Brandon (1996) illustrant les populations d'âges présentes dans le montage tf1a de la stone line, sur la terrasse de Rionegro.

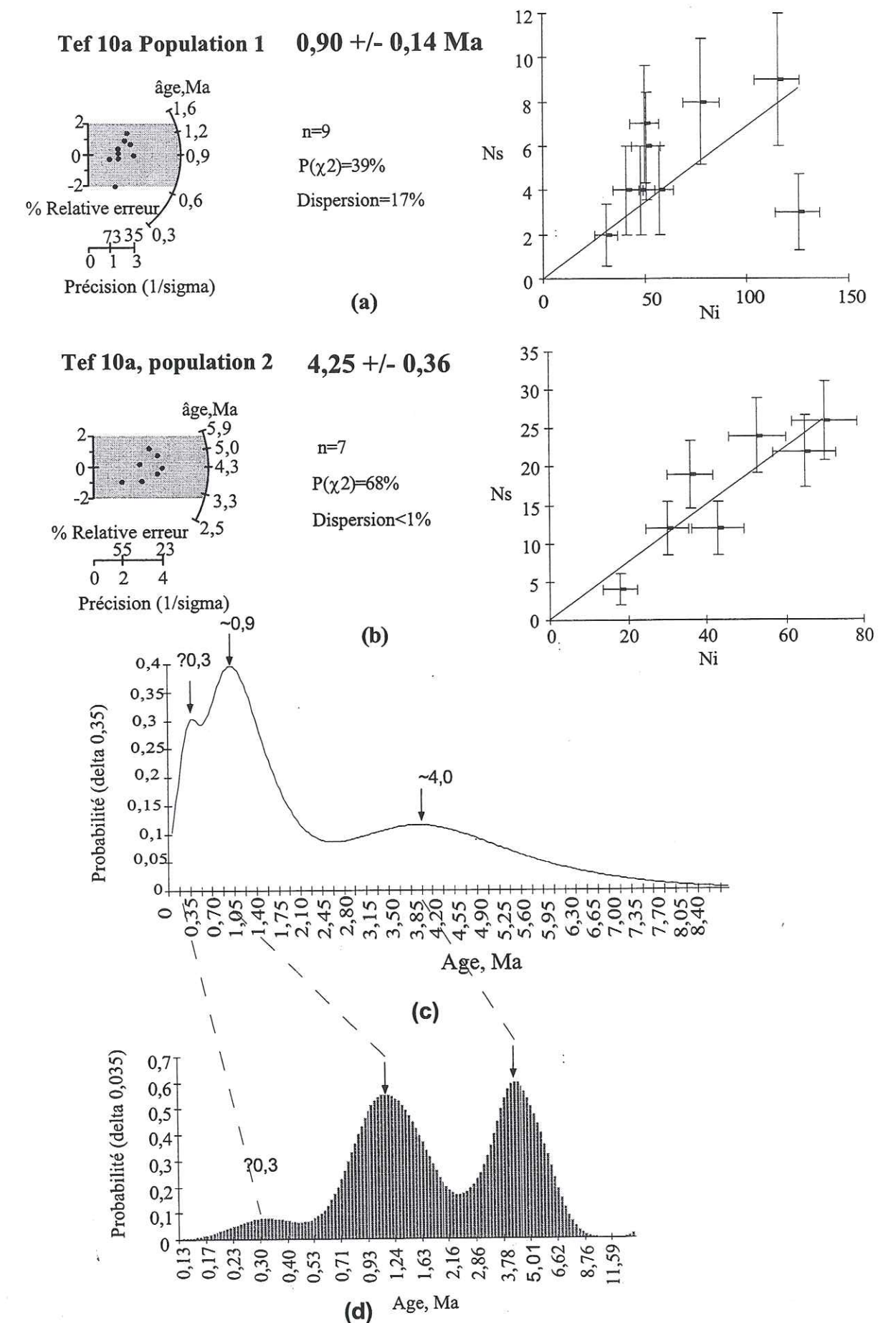


Figure 3-33 : (a) et (b) diagrammes radiaux et isochrones, (c) densité de Probabilité de Hurford (1984), (d) diagramme de Brandon (1996) qui illustrent les populations d'âges de l'échantillon tef10a (zircons roses) de la stone line, profil Mina Casal (sédiments lacustres) à Rionegro.

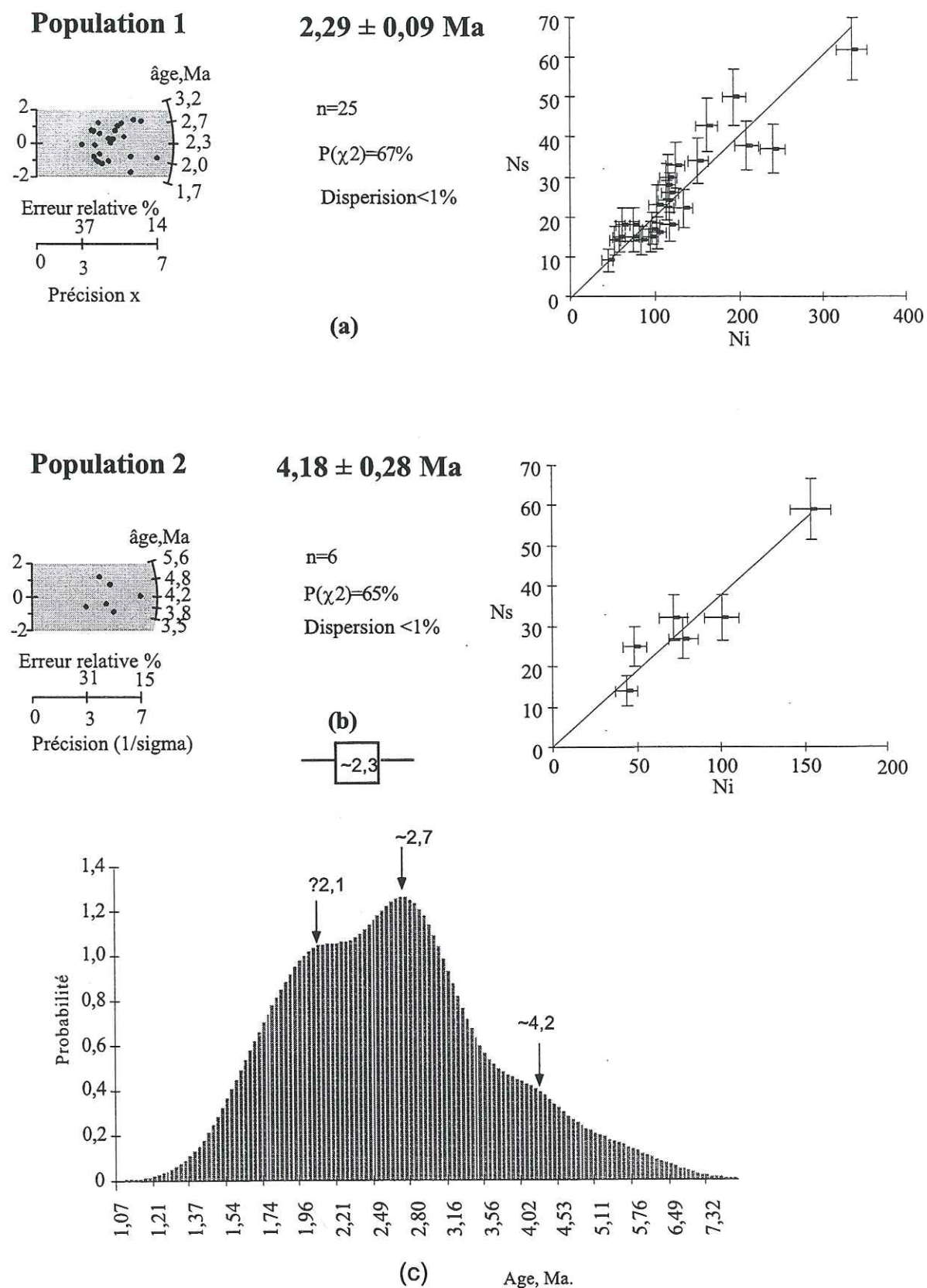


Figure 3-34 : (a) et (b) diagrammes radiaux et isochrones, (c) Brandon (1996) qui illustrent les populations d'âges de l'échantillon tef10b (zircons *incolores*) de la stone line, profil Mina Casal (sédiments lacustres), à Rionegro.

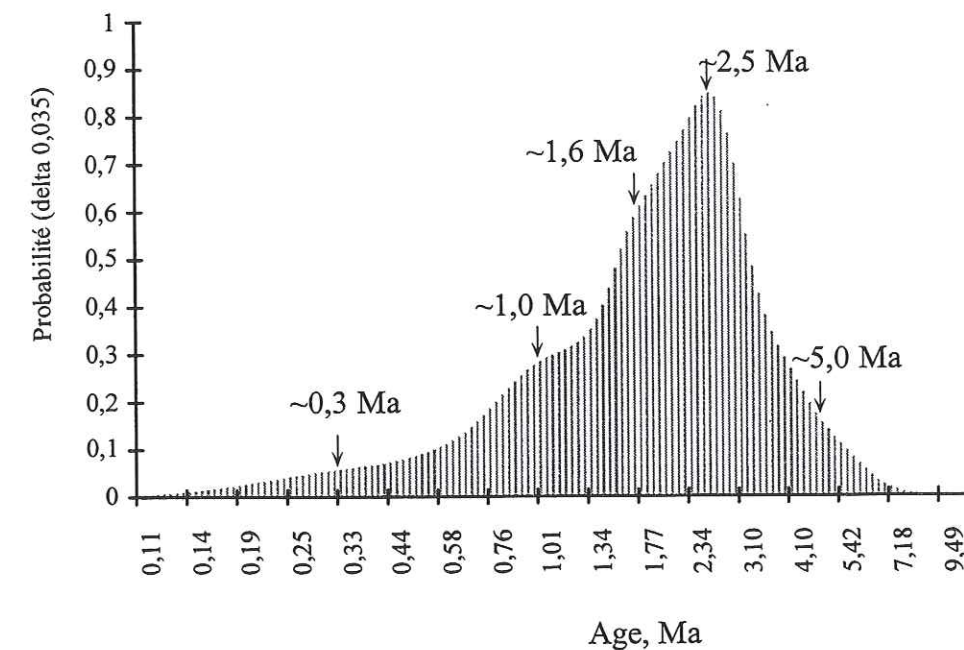


Figure 3-35 : Diagramme de Brandon (1996) avec les 133 zircons d'âge < 6 Ma (voir Annexe B) provenant des trois échantillons de la stone line, du Tableau 3-13.

l'abondance relative des grains de chaque groupe résulte de plusieurs causes : d'une part, d'effets expérimentaux (choix des grains, nombre de grains sélectionnés, nombre de grains datables par montage) ; d'autre part, du biais relatif au(x) processus d'accumulation dans la stone line. Enfin, du nombre de tephres représentés dans la stone line, de leur épaisseur initiale dans la région, de la plus ou moins grande abondance de zircons dans chacun d'eux. Ce diagramme n'est donc pas représentatif de l'importance relative des dépôts de tephres de chacun des groupes d'âges suggérés. Par contre, il montre que le lessivage des terrains qui a abouti à la formation de la stone line a affecté des tephres déposés depuis, tout au plus, le début du Pliocène, vers 5 Ma.

Echantillon	n	ρ_s 10 ⁶ /cm ² (Ns)	ρ_i 10 ⁶ /cm ² (Ni)	Dispersion P(χ^2) %	E.T. %	ρ_d 10 ⁴ /cm ² (Ns)	Age central Ma $\pm 1\sigma$
La Unión 3007							
	13	0,079 (107)	1,119 (1524)	55	<1	6,065 (10909)	0,78 \pm 0,07
	6	0,139 (91)	0,902 (593)	75	<1	6,069 (10909)	1,70 \pm 0,17
Rionegro tfla							
	18	0,317 (336)	2,262 (2399)	96	<1	6,011 (7155)	1,54 \pm 0,09
	37	0,529 (1212)	2,191 (5023)	51	<1	6,011 (7155)	2,66 \pm 0,09
tflc							
	8	0,682 (24)	1,758 (619)	42	<1	6,145 (7315)	0,44 \pm 0,09
	7	5,022 (1046)	1,277 (266)	44	<1	6,145 (7315)	44,1 \pm 1,4
	9	7,333 (1926)	1,142 (300)	99	<1	6,145 (7315)	71,8 \pm 2,0
Rionegro Tefl0a							
	9	0,096 (47)	1,223 (596)	39	17	6,145 (7314)	0,90 \pm 0,14
	7	0,2522 (119)	0,6676 (315)	68	<1	6,145 (7314)	4,25 \pm 0,36
Tefl0b							
	25	0,542 (643)	2,60 (3089)	67	<1	6,010 (7155)	2,29 \pm 0,09
	6	0,8106 (189)	2,1358 (498)	65	<1	6,010 (7155)	4,18 \pm 0,28

Tableau 3-13 : Résultats de l'analyse de populations pour les échantillons appartenant à la stone line.

Si l'on considère l'âge de la population la plus jeune, de 0,44 \pm 0,09 Ma (trouvé sur l'échantillon tflc (Tableau 3-13), il fixe une limite supérieure à l'âge de la formation de la stone line, compatible avec la limite supérieure estimée par Hermelin (1993). Toutefois, si on considère le grain le plus jeune (parmi ceux qui ont au moins cinq traces fossiles comptées), cette limite pourrait descendre quelque peu, jusque vers 0,41 \pm 0,07 Ma.

3.9 Les cendres supérieures

C'est sur ces cendres (Planche III, Photos 11 et 12), qui reposent sur la stone line, que se développent une bonne partie des sols actuels du département d'Antioquia (Hermelin, 1973, 1984). Elles jouent un rôle protecteur contre l'érosion du saprolite de la granodiorite du batholite antioqueño, qui atteint localement une épaisseur de météorisation de plus de 100 m. Dans les endroits où les cendres ont été enlevées, généralement par l'activité humaine (mines, agriculture, etc), on observe une augmentation rapide de l'érosion, avec le développement de *carcavas* (ravinelements).

L'épaisseur des cendres supérieures varie de quelques millimètres, elles sont alors mélangées avec le saprolite, comme sur les collines proches Santa Rosa de Osos (§ 3.2.1), à presque un mètre à Rionegro (Figure 3-1). Elles constituent aussi une grande partie du matériel des sédiments des rivières actuelles. Vers le sud, dans les secteurs de Mesopotamia et Sonsón, une meilleure conservation des cendres est observée. Dans cette région du département d'Antioquia, nous avons étudié 13 profils stratigraphiques. Nous donnons dans le Tableau 3-14, un bilan de ces coupes et des travaux associés. Dans chaque coupe, nous avons pris un maximum d'échantillons pour l'étude des minéraux lourds.

Localité	Echantillons	Mesures effectuées			
		Minéraux * lourds	Datations par TF	Datations par ¹⁴ C	Microsonde électronique
Mesopotomia cantera	12	12	1	1	0
Mesopotamia vereda	13	13	0	0	0
Ventanas	11	11	0	0	7
Abejorral	13	13	0	0	7
La Unión bomba	17	17	1	0	0
La Unión cantera	21	18	1	0	2
Rionegro Mina Casal	10	10	1	1	5
Llano grande	8	8	0	0	0
San Pedro	3	0	3	0	0
Las Palmas	9	9	0	1	1
5 km frontera	8	0	0	0	4
16,8 km frontera	11	0	0	0	3
Sonsón	15	0	2	0	4

Tableau 3-14 : Echantillons de cendres supérieures prélevés dans le département d'Antioquia. Sur quelques-unes ces coupes, d'autres échantillons ont été pris en dessous de ces cendres et traités précédemment (voir §3.4, §3.6).

*Résultats donnés en détail dans Toro et Hermelin (1989).

3.9.1 Échantillonnage

Dans les quelque trente coupes relevées en 1989-1990 dans les formations superficielles du département d'Antioquia (Toro et Hermelin, 1989), nous avons constaté que les cendres ne sont en général bien conservées dans la topographie que là où la pente est inférieure à 40%. Nous avons dans ce premier temps sélectionné pour une étude en laboratoire des minéraux lourds neuf de ces coupes, celles où les cendres supérieures étaient le mieux représentées et où la bioturbation était minimale. Nous les avons échantillonnées depuis Ventanas (à la limite sud-ouest entre les départements d'Antioquia et de Risaralda), à Mesopotamia, Abejorral, La Unión, Rionegro, et Las Palmas (Figure 3-1, Tableau 3-14).

Dans un second temps, en 1996, nous avons repris l'échantillonnage de ces profils pour l'étude géochimique des esquilles de verre et la recherche de matériel pour d'éventuelles datations par ^{14}C . Quatre nouvelles coupes ont été incluses dans cette phase. Ce sont celles de San Pedro, déjà décrite ci-dessus (§3-4, Planche III, Photo 12), ainsi que celles dites 5 km frontera, 16,8 km frontera et Sonsón, qui ont été échantillonnées entre les localités de Mesopotamia et Sonsón (Figure 3-1).

3.9.2 Résultats de l'étude des minéraux lourds.

Malgré le degré d'altération des cendres et la bioturbation, l'étude des minéraux lourds nous a permis d'établir une stratigraphie régionale. Nous donnons ici quelques exemples typiques de ces profils (Figures 3-36 à 3-38). L'ensemble des neuf profils étudiés en 1989-1990 est présenté en détail avec leurs analyses de minéraux lourds dans un rapport interne de l'Université EAFIT (Toro et Hermelin, 1989, partiellement publié par Vélasquez *et al.*, 1992 et Toro et Hermelin, 1993). Les critères de différenciation des différentes unités stratigraphiques reconnues reposent sur la présence ou non d'hypersthène, et sur son abondance relativement aux amphiboles.

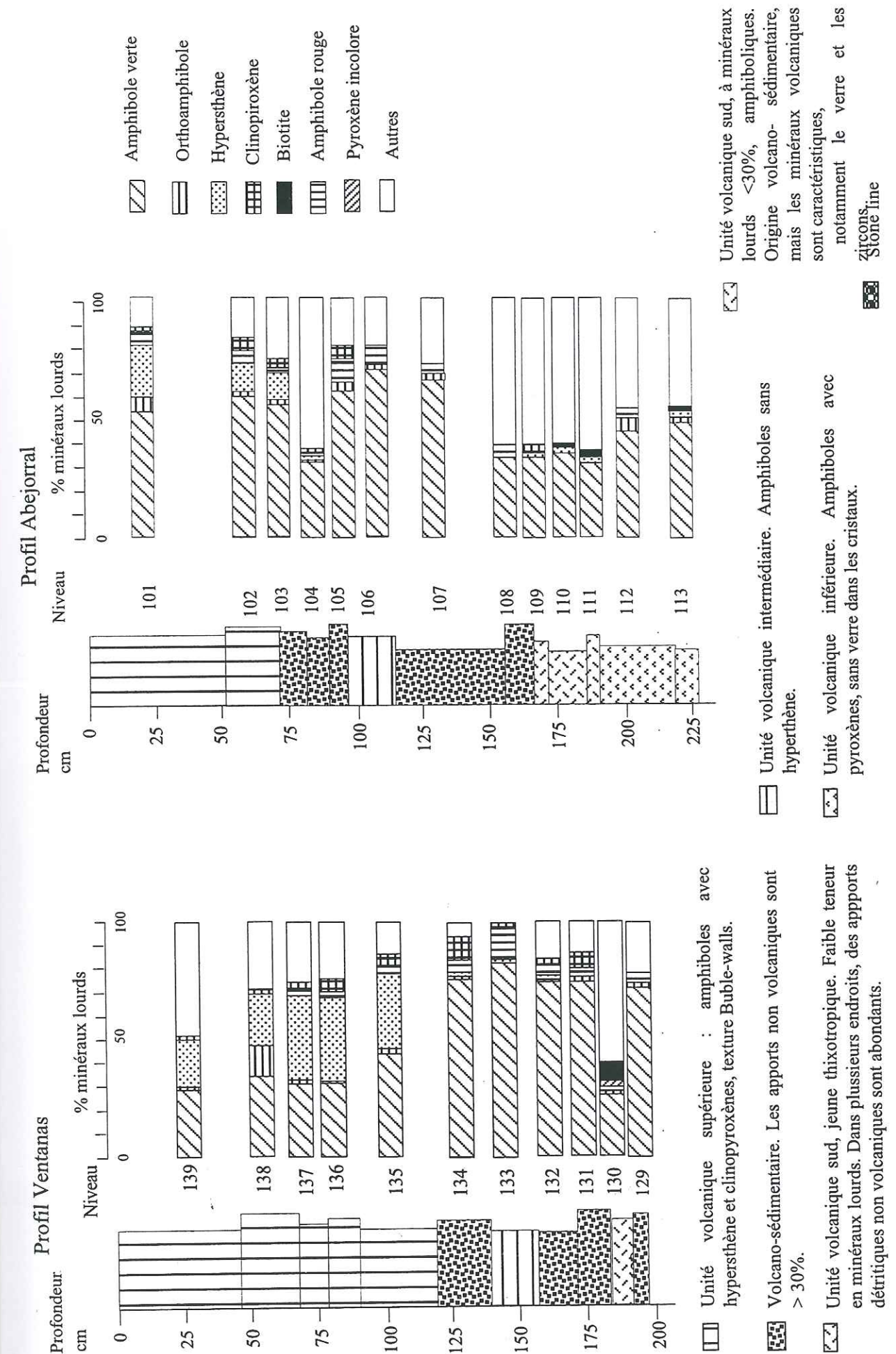
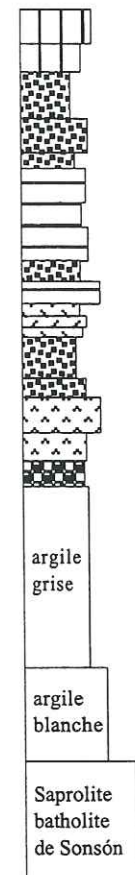
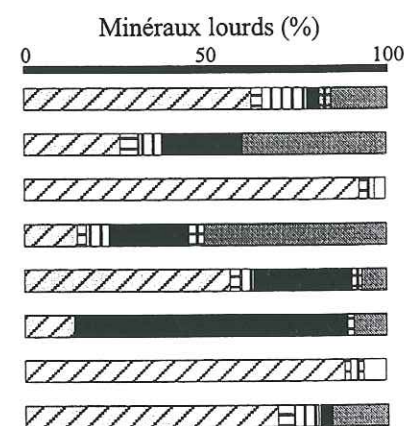
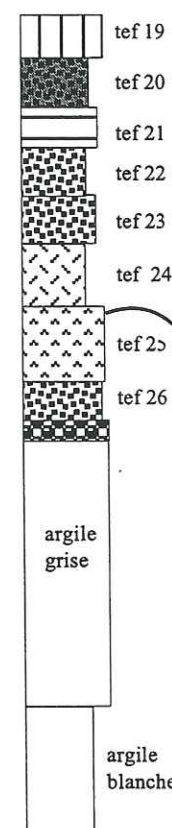


Figure 3-36 : Schéma des unités volcaniques et volcano-sédimentaires définies sur la base de leur contenu en minéraux lourds, d'après Toro et Hermelin (1993). Nous présentons deux coupes types en Antioquia: Ventanas et Abejorral.

La Unión Cantera



La Unión La Bomba



Unité sud
Matecaña selon Flores, (1987).

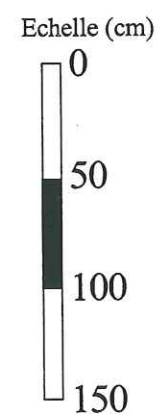
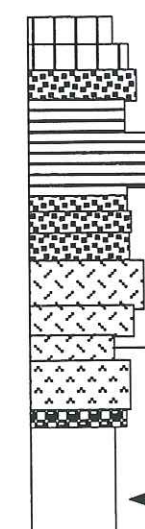


Figure 3-37 : Unités volcaniques définies sur la base de la composition en minéraux lourds dans le secteur de La Unión. (Voir légendes dans la Figure 3-36).

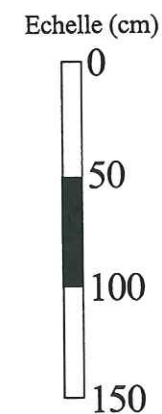
Profil Mesopotamia Cantera



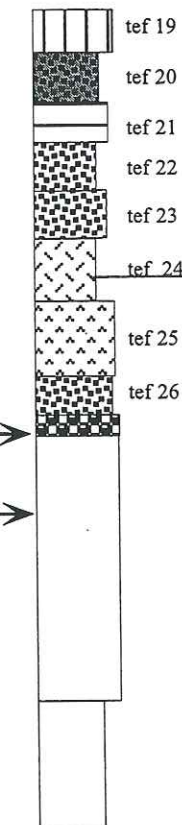
Datations
traces de fission
Tef97

Stone line

Dépôts
lacustres (voir 3.9.4)



La Unión La Bomba



Datations
traces de fission
3005

Figure 3-38 : Position stratigraphique des échantillons tef97 et 3005, provenant de l'unité volcanique sud, datés par traces de fission.

Les unités stratigraphiques proposées sont :

- *L'unité volcanique inférieure*, qui repose sur le niveau gley associé à la stone line, où l'hypersthène ne représente que 5% des minéraux lourds. Les ferromagnésiens montrent des évidences d'altération. L'épaisseur de cette unité varie de 30 cm à Mesopotamia à 10 cm à Rionegro. Elle correspond à la base de la séquence des cendres superficielles.

- *L'unité volcanique sud*, constituée de tephres vitreux avec peu de minéraux lourds, mélangés avec du matériel détritique (granodioritique) dans un horizon thixotropique jaune. La présence de biotite, qui parfois atteint 80% des minéraux lourds, est utilisée comme un critère de reconnaissance. La plupart de ces biotites sont anhédrales, altérées et en quelques endroits font partie de petits fragments de roche de type granitique. Seules quelques biotites euhédrales ont été observées. Voisinant avec une proportion élevée de matériel détritique de socle (fragments de granodiorite), ce niveau renferme un matériel volcanique différent de celui que nous avons observé dans les autres niveaux, avec d'abondantes esquilles de verre et des zircons incolores recouverts d'une pellicule vitreuse. Nous avons daté les zircons des localités de La Unión, Mesopotamia et de Sonsón (ci-dessous).

Cette unité augmente clairement d'épaisseur vers le sud : alors qu'à Rionegro, on ne la trouve, tout au plus, que sous la forme de lentilles d'épaisseur millimétrique, elle affleure essentiellement à partir de La Unión, et vers Sonsón, son épaisseur est de 50 cm. Bien qu'elle ait été dénommée Formation Matecaña par Florez (1987), nous préférons cependant continuer à la nommer, suivant Toro et Hermelin (1990), unité volcanique sud (Figure 3-37).

- *L'unité volcanique intermédiaire*, caractérisée essentiellement par l'absence d'hypersthène. L'amphibole peut alors représenter de 70 à 90% des minéraux lourds. Son épaisseur varie de 20 à 30 cm et atteint 50 cm à La Unión. Un niveau détritique d'épaisseur centimétrique sépare cette unité de l'unité supérieure.

- *L'unité volcanique supérieure*, coiffée par les sols actuels, est composée du point de vue des minéraux lourds, de 30 à 50% par des amphiboles et 15 à 30% d'hypersthène. L'épaisseur de l'unité volcanique supérieure varie de 20 cm dans la région de Rionegro à 130 cm au sud d'Antioquia.

Dans plusieurs localités, le passage d'une unité volcanique à une autre est transitionnel, mais localement on observe entre ces unités des niveaux de couleur olive, d'épaisseur centimétrique, parfois lenticulaires, marqués par une augmentation de matériel détritique. Ces niveaux sont en général interprétés comme essentiellement volcano-détritiques.

Ainsi, sur la base des populations de minéraux lourds, les cendres peuvent être, dans le secteur de Rionegro, divisées en trois ensembles : inférieur, intermédiaire et supérieur. Vers le sud, un quatrième ensemble, l'unité volcanique sud, est observé entre l'unité inférieure et l'unité intermédiaire, à partir de la localité de La Unión.

3.9.3 Datations par traces de fission

En général, dans les coupes étudiées, le pourcentage de zircons est faible et sur environ 1 kg de matériel pris sur le terrain pour les études de minéraux lourds en 1989-1990, nous n'avons trouvé, dans la plupart des échantillons, que quelques zircons.

Seuls quatre échantillons appartenant à l'unité volcanique sud ont livré suffisamment de zircons pour la datation. Il s'agit de l'échantillon tef 97, provenant du profil Cantera (Cantera, Mesopotamia, Figure 3-38), (§ 3.9.2.2), des cendres 3164 et 3167, à Sonsón (Figure 3-39), et du tephra 3005 de La Unión (Figure 3-38).

Le Tableau 3-15 résume les résultats obtenus sur les zircons trouvés dans les quatre échantillons datés. Il en ressort que si les trois zircons de 3164 présentent des âges concordants (Figure 3-40A), les trois autres échantillons, avec des $P(\chi^2) < 1\%$ et des écarts-types de 131% à 204% sont composites, avec un groupe d'âges autour de 35-40 Ma (Figures 30-40A et B) et un second avec des âges inférieurs à 1,12 Ma (échantillon 3167), 3,42 Ma (tef97) et 1,23 Ma (3005) (Voir Annexe B). Un troisième groupe, moins marqué, autour de

13-18 Ma est observé dans tous ces échantillons, avec respectivement 5 grains (tef97), 1 grain (3167) et 2 grains (3005).

Echantillon	n	ρ_s 10 ⁶ tr/cm ² (Ns)	ρ_i 10 ⁶ tr/cm ² (Ni)	Dispersion P(χ^2) E.T. % %		ρ_d 10 ⁴ tr/cm ² (Ns)	Age central Ma±1σ
Sonsón							
3164	3	0,171 (33)	1,464 (282)	67	<1	5,956 (13369)	1,28 ± 0,21
3167	16	0,211 (326)	0,874 (1350)	<1	204	6,142 (5199)	1,49 ± 0,69
Mesopotamia							
Tef 97	52	1,352 (2076)	2,115 (3248)	<1	131	6,010 (7155)	7,24 ± 0,89
La Unión							
3005	21	0,532 (888)	1,930 (3219)	<1	161	5,946 (13369)	3,21 ± 0,90

Tableau 3-15 : Ages traces de fission des zircons associés aux cendres supérieures de l'unité volcanique sud des cendres supérieures d'Antioquia.

Nous interprétons les cristaux avec des âges inférieures à 3,42 Ma comme d'origine volcanique et les autres sont interprétés comme provenant au moins en partie du socle. Comme le nombre de grains datés est supérieur à 20 (§2.3), nous avons procédé à une analyse de populations, exception faite du niveau 3167 où la séparation de deux cristaux d'âges anté-pliocènes ne requiert pas de traitement statistique.

3.9.3.1 Analyses de populations

Le Tableau 3-16 présente les résultats de l'analyse de populations pour les zircons des échantillons 3167, tef 97 et 3005.

Zircons 3167.- Hormis deux grains d'âges respectifs 13 et 34 Ma, tous les autres (14 grains) définissent une population d'âge central de 0,38 \pm 0,06 Ma (Figure 3-41, bas). Toutefois, un diagramme de Brandon (Figure 3-41, en haut) suggère qu'il pourrait y avoir des zircons de plusieurs événements mélangés dans ce niveau, vers respectivement 0,35, 0,5 et 1,2 Ma.

Profil Sonsón, Pueblo

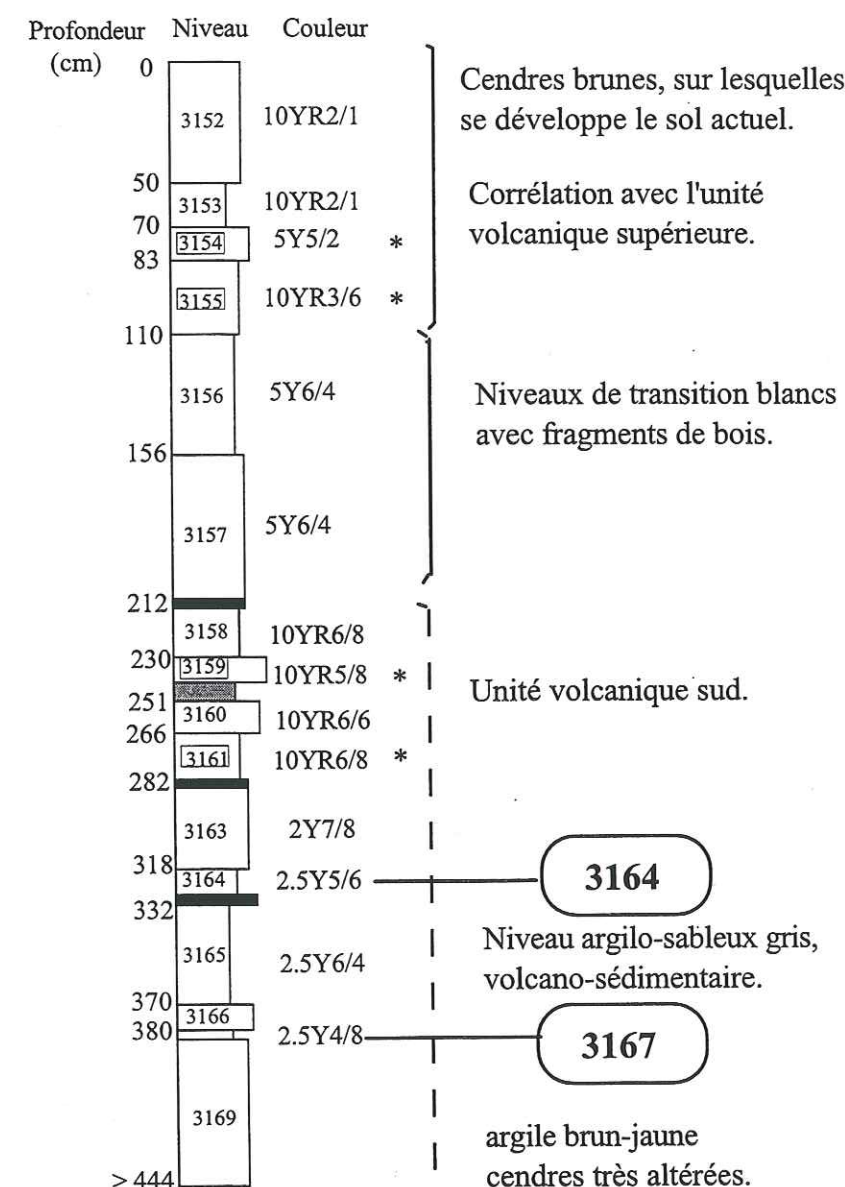


Figure 3-39 : Position stratigraphique des échantillons de l'unité volcanique sud datés par traces de fission dans la localité de La Unión.

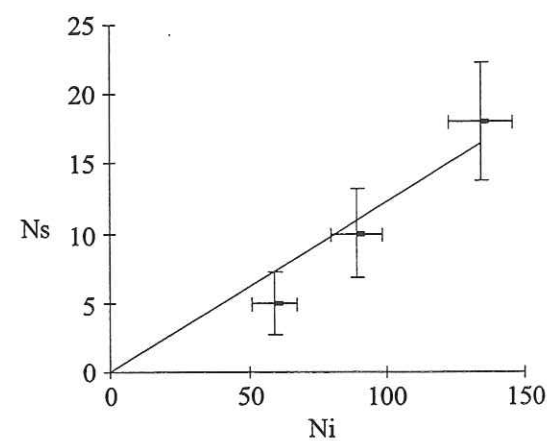
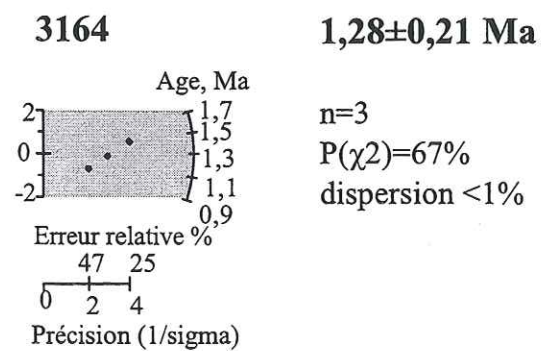
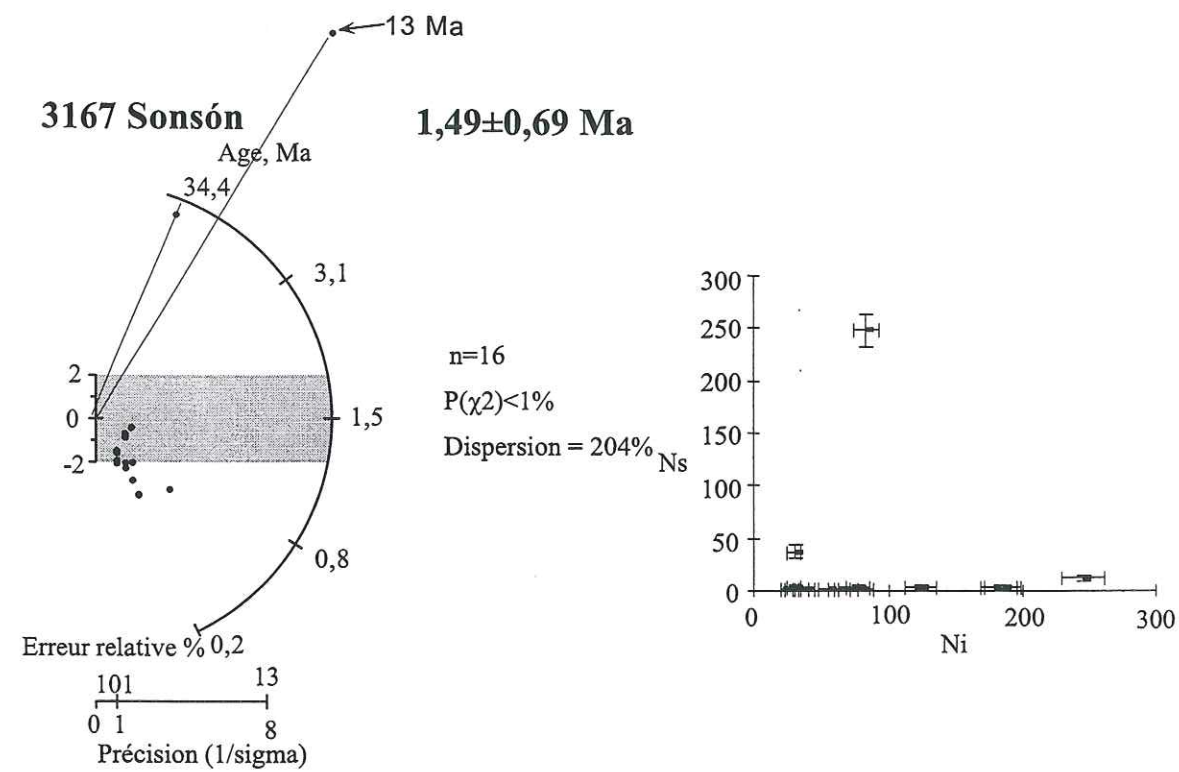
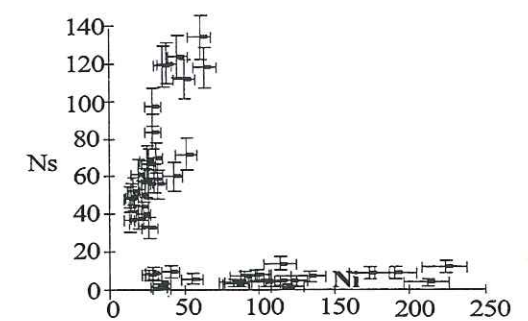
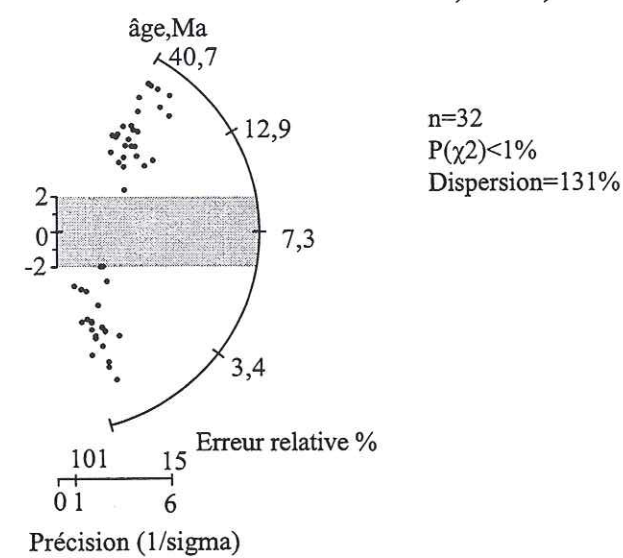


Figure 3-40A: Diagrammes radiaux et isochrones des zircons de Sonsón appartenant à l'unité volcanique sud, des cendres supérieures.

Tef 97, Mesopotamia **7,24±0,89**



3005 **3,21±0,90 Ma**

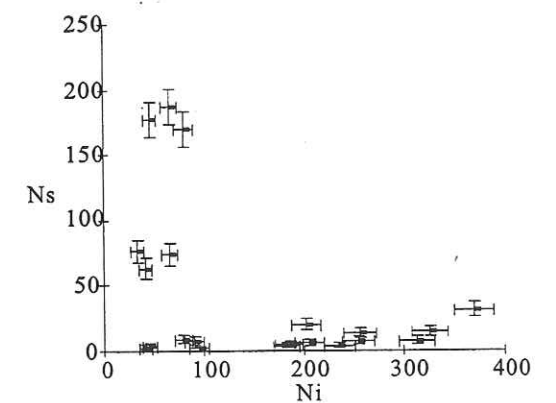
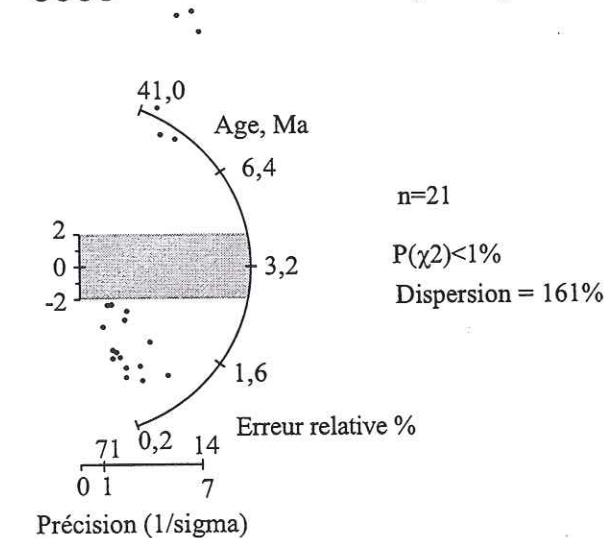


Figure 3-40B: Diagrammes radiaux et isochrones des zircons de Mesopotamia et La Unión appartenant à l'unité volcanique sud (suite).

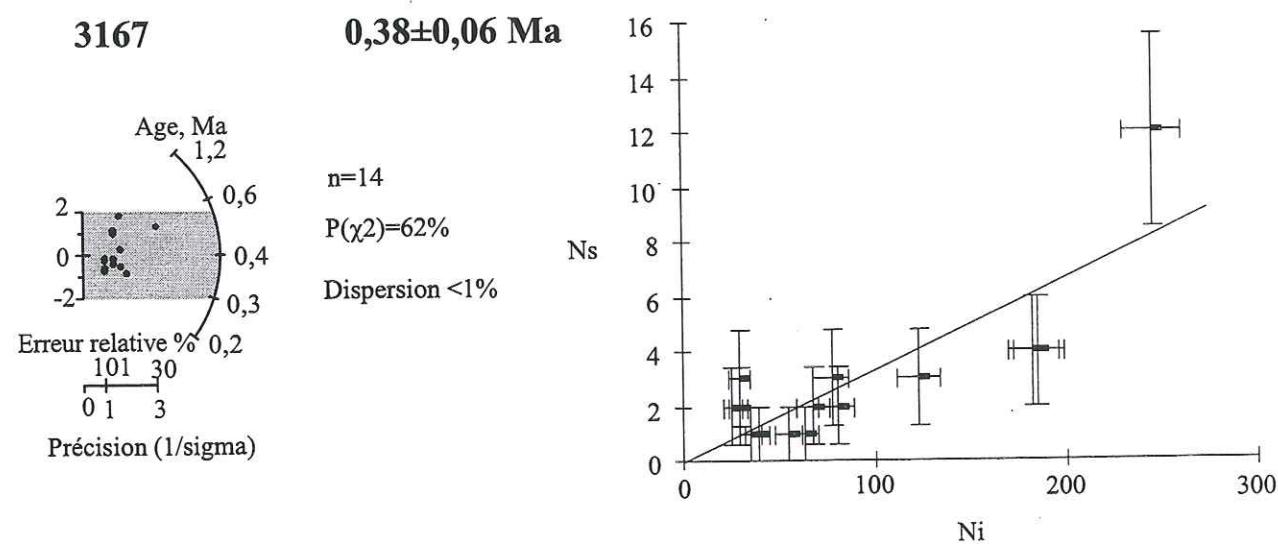
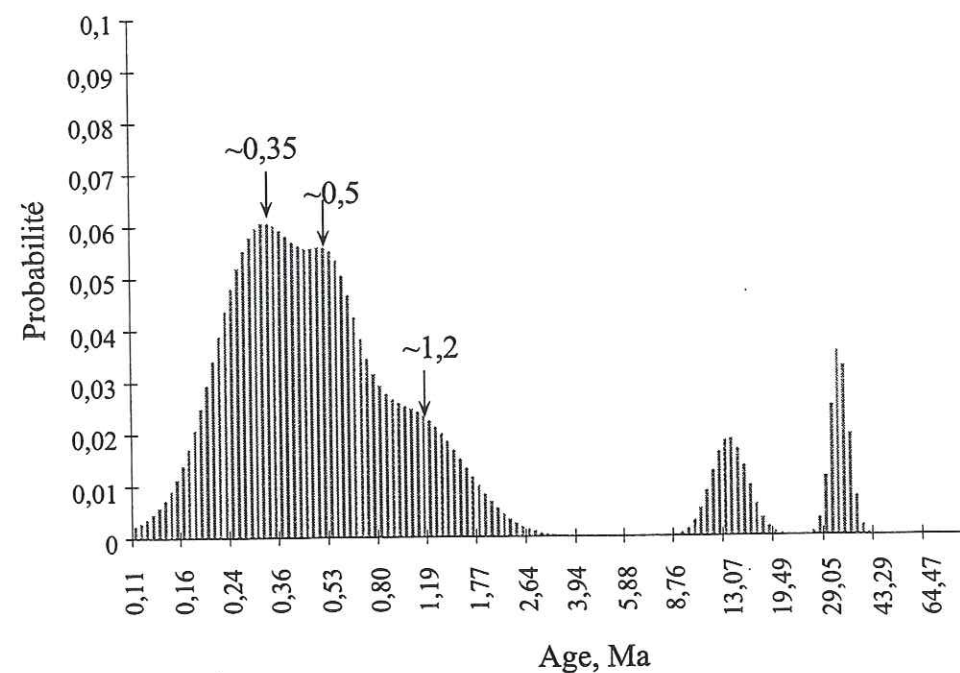


Figure 3-41 : Echantillon 3167, unité volcanique sud : diagramme de Brandon (1996) avec tous les zircons de cet échantillon et diagrammes radial et isochrone de la population de zircons d'âges plio-quaternaires.

L'unicité de population suggérée par le test de χ^2 , avec un $P(\chi^2)=62\%$, tient en fait à la faiblesse de ce test lorsque le nombre de traces par grain est faible (<10).

Echantillon	n	ρ_s 10 ⁶ /cm ² (Ns)	ρ_i 10 ⁶ /cm ² (Ni)	Dispersion P(χ^2) %	E.T. %	ρ_d 10 ⁴ /cm ² (Ns)	Age central Ma $\pm 1\sigma$	
3167								
P1	14	0,068 (41)	2,055 (1237)	62	<1	6,290 (10395)	0,38 \pm 0,06	
P2	2					Non déterminable		
Tef 97								
Tef97 (P1)	P1	22	0,2170 (123)	1,7671 (2315)	20	22	6,010 (7155)	0,59 \pm 0,06
Tef97(P2) (3)	P2	3	(27)	(97)	88	<1	6,010 (7155)	3,06 \pm 0,54
Tef97 (P3) (5)	P3	5	1,7060 (261)	1,1635 (178)	82	<1	6,010 (7155)	16,1 \pm 0,9
Tef97 (P4)	P4	22	3,1365 (1665)	1,2395 (658)	57	4	6,010 (7155)	27,8 \pm 0,8
3005								
P1	9	0,0756 (66)	2,347 (2053)	35	12	5,946 (13369)	0,35 \pm 0,05	
P2	6	0,1385 (91)	0,90245 (593)	97	<1	5,946 (13369)	0,99 \pm 0,12	
P3						Non determinable		

Tableau 3-16 : Résultats de l' analysis de populations pour les zircons associés à l'unité volcanique sud.

Si les grains d'âges plio-quaternaires sont à attribuer à une origine volcanique et celui de 34 Ma au socle, le zircon de 13 Ma pourrait avoir, comme celui de l'échantillon tef10A de 18 Ma (voir Figure 3-29A), une origine volcanique.

Zircons Tef 97.- Les 52 grains de cet échantillon présentent une situation plus complexe, avec à la fois des zircons plio-quaternaires et plusieurs zircons oligo-miocènes. A l'évidence, ces deux populations sont composites (Figure 3-42, haut). Les zircons d'âges TF <6 Ma sont souvent recouverts d'une pellicule vitreuse, qui signale leur origine volcanique, alors que ceux >10 Ma n'en ont pas et pourraient provenir au moins en partie(?) du socle.

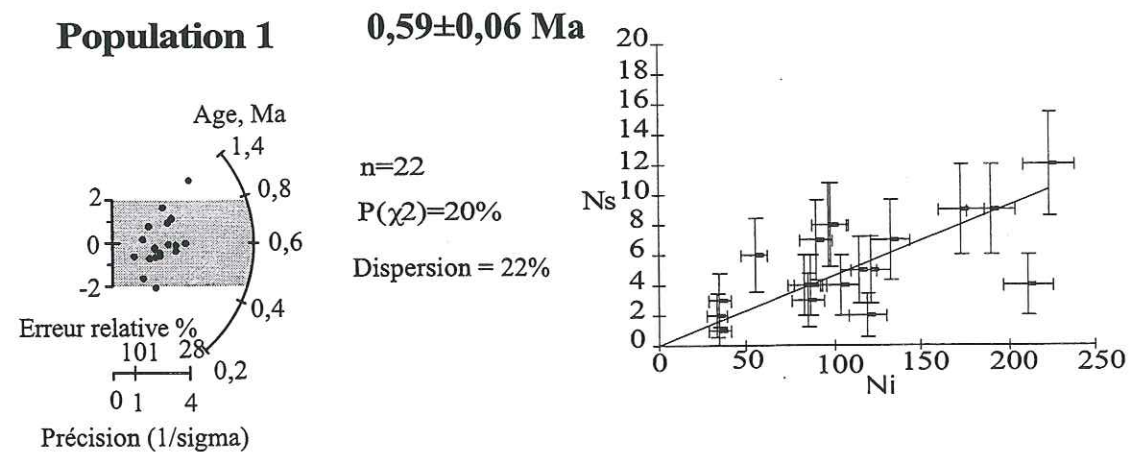
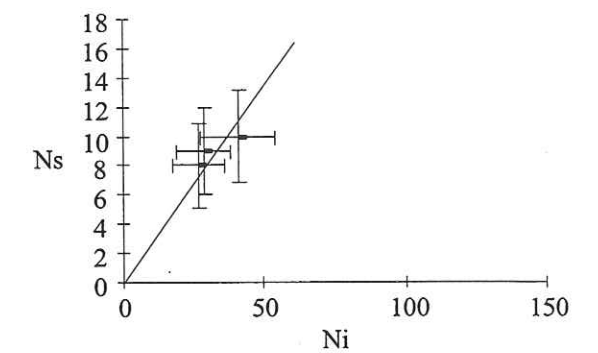
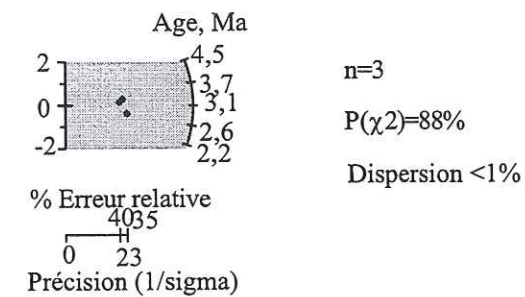
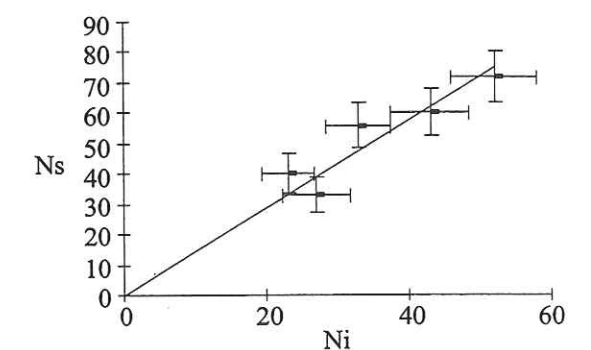
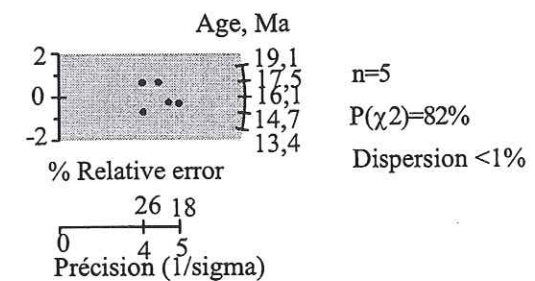


Figure 3-42A : Echantillon tef97, unité volcanique sud : en haut diagramme de Brandon (1996) avec tous les zircons de cet échantillon. En bas et dans la Figure 3-42B, les isochrones et les diagrammes radiaux de chaque population, avec leurs âges centraux.

Population 2 **$3,06 \pm 0,54$ Ma**



Population 3 **$16,1 \pm 0,9$ Ma**



Population 4 **$27,8 \pm 0,8$ Ma**

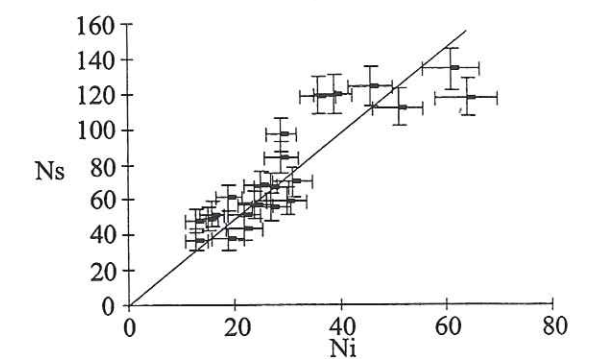
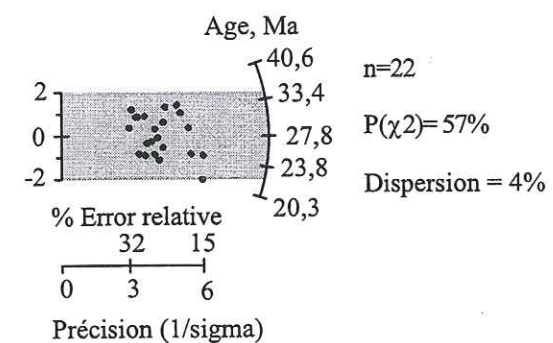


Figure 3-42B : Suite des diagrammes radiaux et isochrones de l'échantillon tef97.

Dans le groupe d'âges plio-quaternaires, l'analyse de population par le modèle bimodal de Galbraith et Green (1990) propose une population bien définie ($P(\chi^2)=88\%$ et écart-type $<1\%$) à $3,06\pm0,54$ Ma et une autre probablement composite à $0,59\pm0,06$ Ma, puisque si elle possède une probabilité de $P(\chi^2)>5\%$, son écart-type de 22% permet de questionner son unicité (Tableau 3-16). Et c'est bien ce que l'on constate dans le diagramme de Brandon, qui montre des épaulements vers 0,25 et 1,2 Ma autour d'un important pic vers 0,5 Ma (Figure 3-42). On semble donc retrouver ici les trois populations quaternaires entrevues dans le diagramme de Brandon précédent.

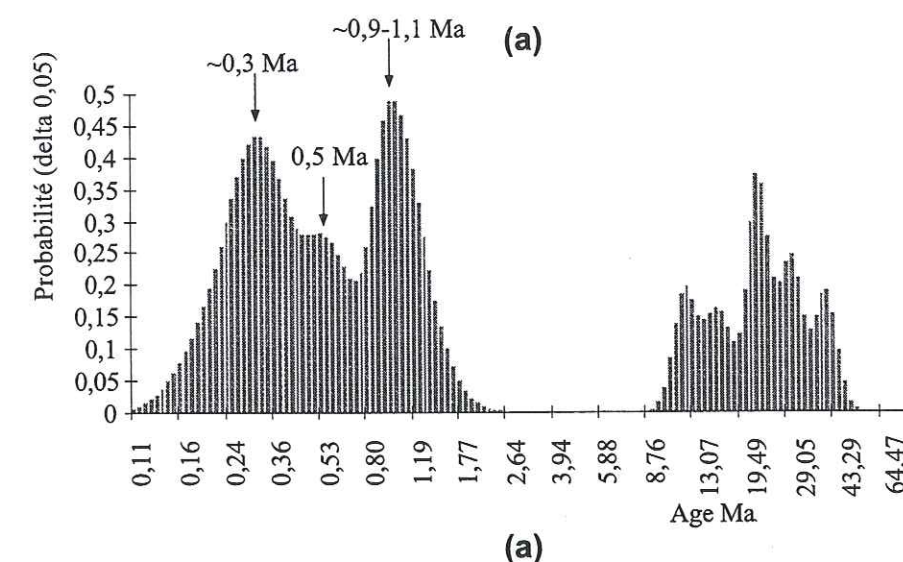
Le groupe des âges oligo-miocènes ne passe pas non plus le test du χ^2 . L'analyse de Galbraith et Green propose deux populations, vers 16 et 28 Ma (Tableau 3-16), assez bien reflétées dans le diagramme de Brandon (Figure 3-42).

Zircons 3005. La Figure 3-43 montre aussi la multiplicité des apports de zircons dans les tephres de l'unité volcanique sud. D'une part, parmi les zircons plio-quaternaires, le diagramme de Brandon (1996) met en relief les trois groupes les plus jeunes pressentis dans les deux figures précédentes, à savoir ceux qui sont situés vers 0,3, 0,5 et 1 Ma. Comme précédemment aussi, l'analyse de Galbraith et Green ne semble pas pouvoir distinguer ces populations entre elles. Par ailleurs, le groupe de zircons volcaniques d'environ 3 Ma, représenté précédemment par trois grains, n'apparaît plus ici.

Les 6 zircons d'âges plus anciens se dispersent entre 12 et 42 Ma et forment donc un ensemble assez hétérogène où pourraient être mélangés zircons volcaniques et de socle.

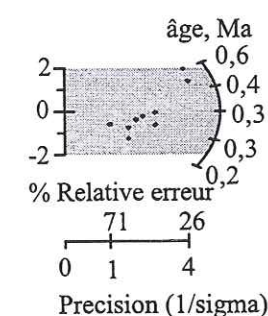
3.9.3.2 Age de l'unité volcanique sud.

Si l'on considère que cette unité est constituée de tephres sans doute relativement peu remaniés (présence d'esquilles de verre, structures bubble-walls, cristaux de pyroxènes anguleux, etc), son âge est fixé par celui des zircons les plus jeunes.

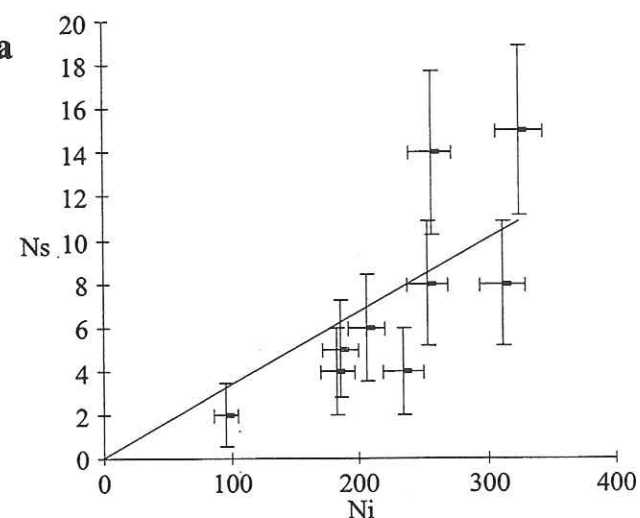


Population 1

$0,35\pm0,05$ Ma

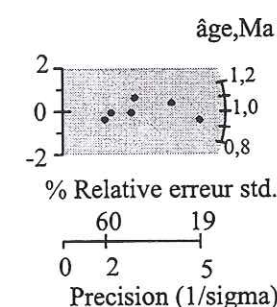


n=9
 $P(\chi^2)=35\%$
Dispersion=12%



Population 2

$0,99\pm0,12$ Ma



n=6
 $P(\chi^2)=97\%$
Dispersion <1%

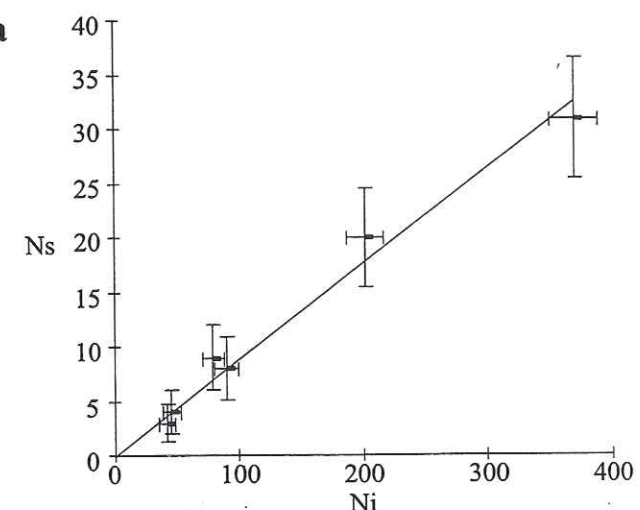


Figure 3-43 : Echantillon 3005, unité volcanique sud : diagrammes: (a) Brandon (1996) avec tous les zircons de l'échantillon. En bas les diagrammes radiaux et isochrones des populations, de zircons quaternaires.

Les âges centraux des populations d'âges les plus jeunes : $0,38 \pm 0,06$ Ma pour l'échantillon 3167 (Tableau 3-16), ou $0,35 \pm 0,05$ Ma pour la population P1 de l'échantillon 3005, sont concernés, dans une certaine mesure, les grains de 0,5 Ma et 1,2 Ma qui ne sont pas tous, ou mal, différenciés par l'analyse de Galbraith et Green. Nous avons tracé dans la Figure 3-44 un diagramme de Brandon réunissant tous les grains de zircons d'âges plio-quaternaires des trois échantillons de l'unité volcanique sud. Il y est suggéré que la population de grains la plus jeune pourrait être centrée vers 0,3 Ma, qui serait donc l'âge de cette unité.

L'existence de zircons plus anciens que 0,3 Ma dans l'unité sud confirme ce que la présence d'éléments de socle montrait par ailleurs, à savoir l'apport à du tephra de l'unité volcanique sud d'éléments volcano-sédimentaires.

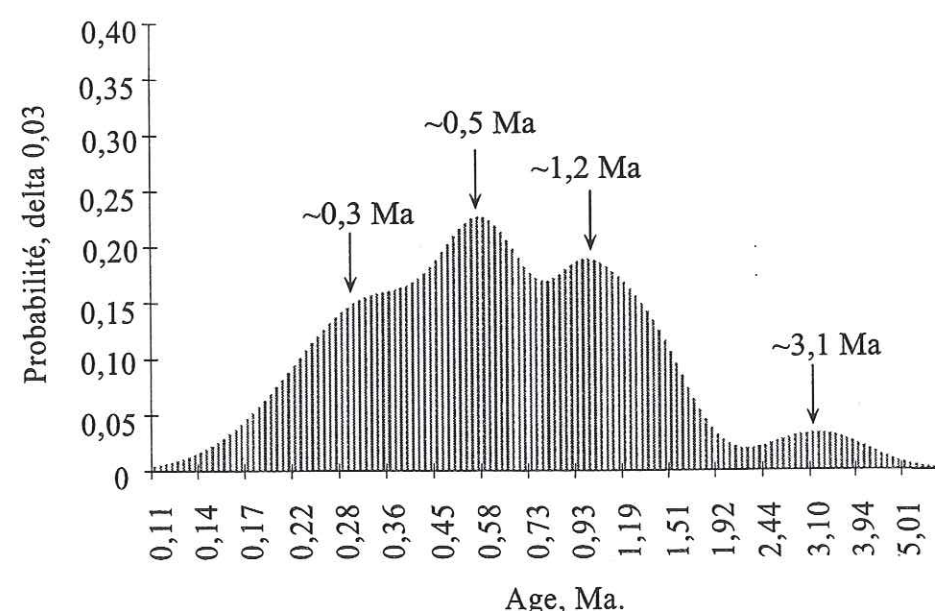


Figure 3-44 : Diagramme de Brandon (1996) avec tous les grains d'âges plio-quaternaires des trois échantillons de l'unité volcanique sud.

3.9.4 Datations par ^{14}C

Ces datations ne concernent que deux échantillons prélevés dans les cendres supérieures, dans les coupes de Las Palmas (Santa Elena) et de Rionegro (Mine Casal) données dans la Figure 3-45. Il s'agit des seuls échantillons ligneux que nous ayons trouvés dans les cendres surmontant la stone line.

Mina Casal.- Des fragments ligneux ont été trouvés dans un niveau volcano-détritique situé au-dessous de l'unité supérieure des cendres (sur lesquelles se développe le sol actuel), à 50 cm de profondeur. L'âge obtenu est de 2350 ± 210 a BP. Une autre datation dans un niveau stratigraphique équivalent, du profil de Mesopotamia (Cantera), sur le même type de matériel, avait donné précédemment un âge beaucoup plus ancien, de 20290 ± 320 a BP (Hermelin, 1992).

Las Palmas.- De petits fragments de bois associés au même niveau stratigraphique qu'à Rionegro (l'horizon volcano-détritique sous-jacent à l'unité supérieure des cendres), à 55 cm de profondeur, ont dû être traités, en raison de la faible quantité de matériel disponible, par spectrométrie de masse. Ils ont donné un âge de 30360 ± 400 a BP.

D'autres datations radiocarbone des cendres supérieures du département d'Antioquia ont été obtenues par Hermelin (1992) et Toro et Hermelin (1993) dans des coupes où l'unité volcanique sud était absente. Etant donné la position stratigraphique des échantillons datés, elles doivent être rapportées à l'unité intermédiaire ou supérieure, la bioturbation interdisant le plus souvent de différencier ces deux niveaux sur le terrain.

Les âges obtenus varient d'environ 18000 à 37000 ans, avec respectivement :

- 18350 ± 240 a BP dans les Llanos de Ovejás (San Pedro),
- 36520 (+2720, -2020) a BP, à 220 cm de profondeur, à Llano Grande (près de Rionegro),
- 37000 ± 370 a BP, à 220 cm de profondeur, à Caramanta (dans le sud du département).

On dispose donc de six datations par ^{14}C pour les unités intermédiaire/supérieure des cendres supérieures, dont cinq entre 18000 et 37000 ans, et une vers 2350 ans. Etant donné la

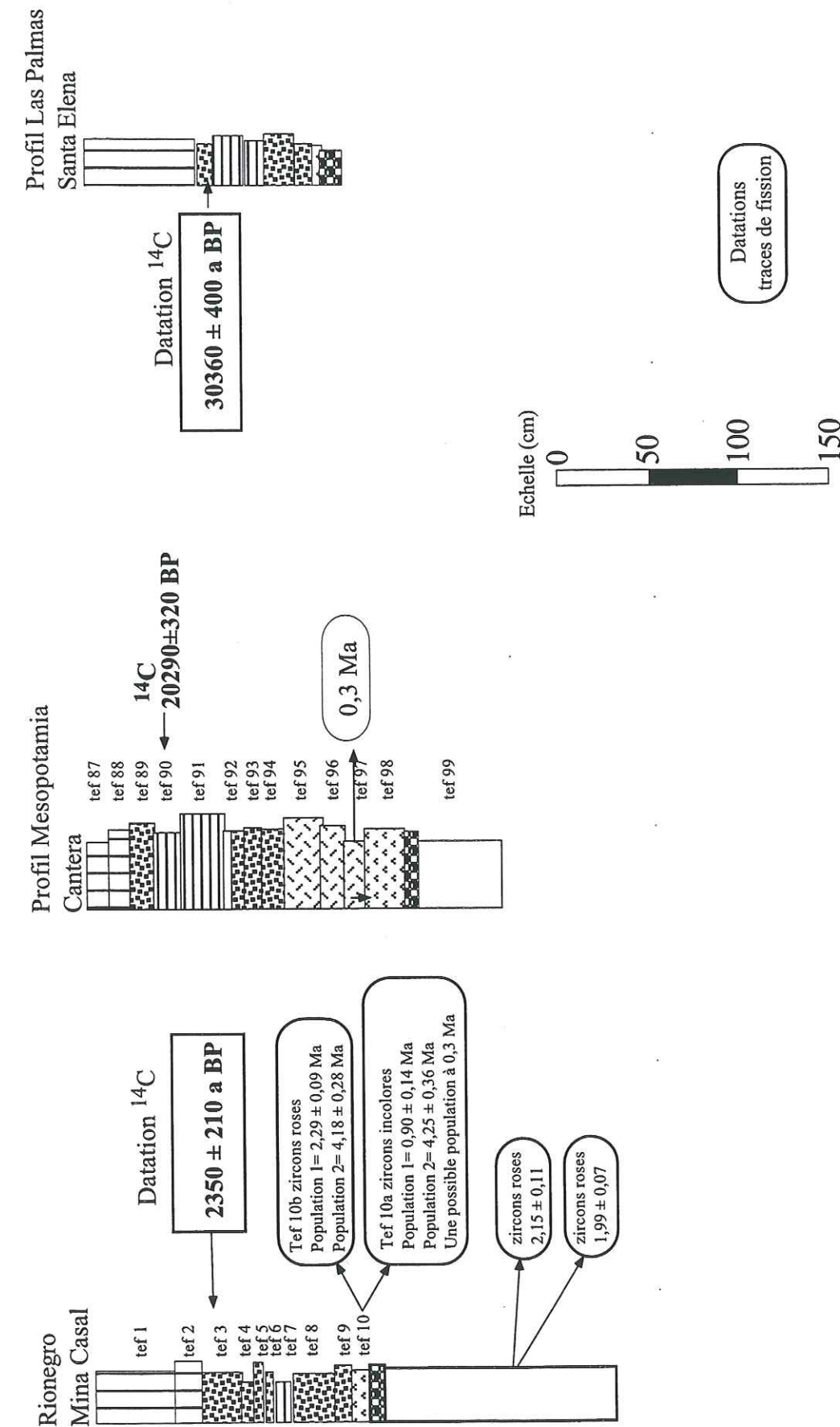


Figure 3-45 : Position stratigraphique des échantillons datés par ^{14}C . Légende voir Figure 3-36. Les datations par traces de fission de ce travail sont aussi reportées.

cohérence des cinq premières, c'est l'intervalle 18000-37000 ans que nous retiendrons comme limite supérieure du dépôt des niveaux datés.

3.9.5 Composition des esquilles de verre.

Dans les coupes des cendres "supérieures" qui nappent le paysage dans le département d'Antioquia, bien qu'une grande partie du matériel volcanique ait été transformée en argiles, il est encore possible, de trouver des esquilles de verre. Nous avons séparé, chaque fois que possible, les esquilles de la fraction granulométrique 75-150 μm , pour une caractérisation chimique à la microsonde électronique, dans 21 échantillons distribués dans l'ensemble de la stratigraphie. Le but de ces analyses était de voir s'il était possible de différencier les tephres des cendres supérieures, afin de pouvoir éventuellement les reconnaître dans les secteurs où la bioturbation rend difficile la reconnaissance des unités en présence.

Le Tableau 3-17 présente ces échantillonnages et le nombre d'esquilles analysées. Les compositions moyennes, par unité stratigraphique, sont données dans le Tableau 3-18 et les résultats analytiques détaillés dans l'Annexe C. Les niveaux échantillonnés sont repérés par une étoile dans les Figures 3-46, 3-47 et 3-48. Pour cette approche, exploratoire, nous avons analysé, dans la mesure du possible, au moins six esquilles par niveau. Pour l'unité supérieure, un total de 26 esquilles ont été caractérisées. Dans l'unité volcanique intermédiaire le verre est en général absent et seules 3 esquilles ont été mesurées. 34 esquilles ont été analysées dans l'unité volcanique sud et seulement 8 dans l'unité inférieure. Des esquilles appartenant aux niveaux volcano-détritiques qui séparent l'unité supérieure de l'unité amphibolique (20 esquilles) et l'unité amphibolique de l'unité volcanique sud (17 esquilles) ont été aussi étudiées.

On observe que toutes les esquilles sont hydratées, avec des différences notoires entre les unités. Pour l'unité supérieure à hypersthène, les teneurs en eau+volatiles sont comprises entre 3,13 et 6,88%, avec une moyenne de $5,21 \pm 1,23$ % sur 26 esquilles. Pour l'unité intermédiaire amphibolique sans hypersthène, le verre est généralement absent et les trois esquilles mesurées présentent une teneur moyenne en eau+volatiles de $3,94 \pm 0,91$ %. Par contre, les esquilles de l'unité volcanique sud ont un taux d'hydratation presque double, avec des teneurs entre 8,58 et 10,78% et une moyenne de $9,77 \pm 0,88$ %. Dans les niveaux définis

comme volcano-détritiques, comme celui de couleur olive, où celui défini par ses caractéristiques minéralogiques et l'abondance de matériel détritique (Figure 3-46), nous observons des mélanges d'esquilles présentant des taux très variables d'hydratation, allant de 7 à 13%.

Unité volcanique	Localité	Nombre d'esquilles
Unité supérieure	Ventanas	13
	Abejorral	2
	5 km Frontera	6
	16,8 km Frontera	3
	Las Palmas	2
		26
Volcano-détritique	Rionegro mine Casal	5
	Unión cantera	8
	5 km Frontera	3
	Ventanas	4
		20
Unité intermédiaire	16,8 km Frontera	1
	Sonsón	2
		3
Volcano-détritique	Mina Casal	4
	Ventanas	6
	Abejorral	7
		17
Unité sud	Sonsón	7
	Ventanas	4
	Abejorral	13
	5 km Frontera	6
		34
Unité inférieure	Ventanas	3
		5
		8

Tableau 3-17 : Nombre d'esquilles analysées à 1 microsonde, par localité par unité volcanique dans le cendres supérieures d'Antioquia. Les niveaux échantillonnés sont repérés par une étoile dans les Figures 3-46, 3-47 et 3-48.

En général, nous avons fait trois mesures par esquille, lorsque leur morphologie et/ou leur nombre réduit d'inclusions le permettait. Les esquilles apparaissent toutes, dans un diagramme triangulaire (Figure 3-49) $\text{CaO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{Al}_2\text{O}_3$, comme ayant une composition chimique de rhyolite peralumineuse. Dans un diagramme de type K_2O vs SiO_2 (Figure 3-50), elles se placent dans le domaine des suites calco-alcalines. Quelques esquilles, parmi les plus riches en eau, se placent en dehors de ce domaine, sans doute en raison de pertes de potassium.

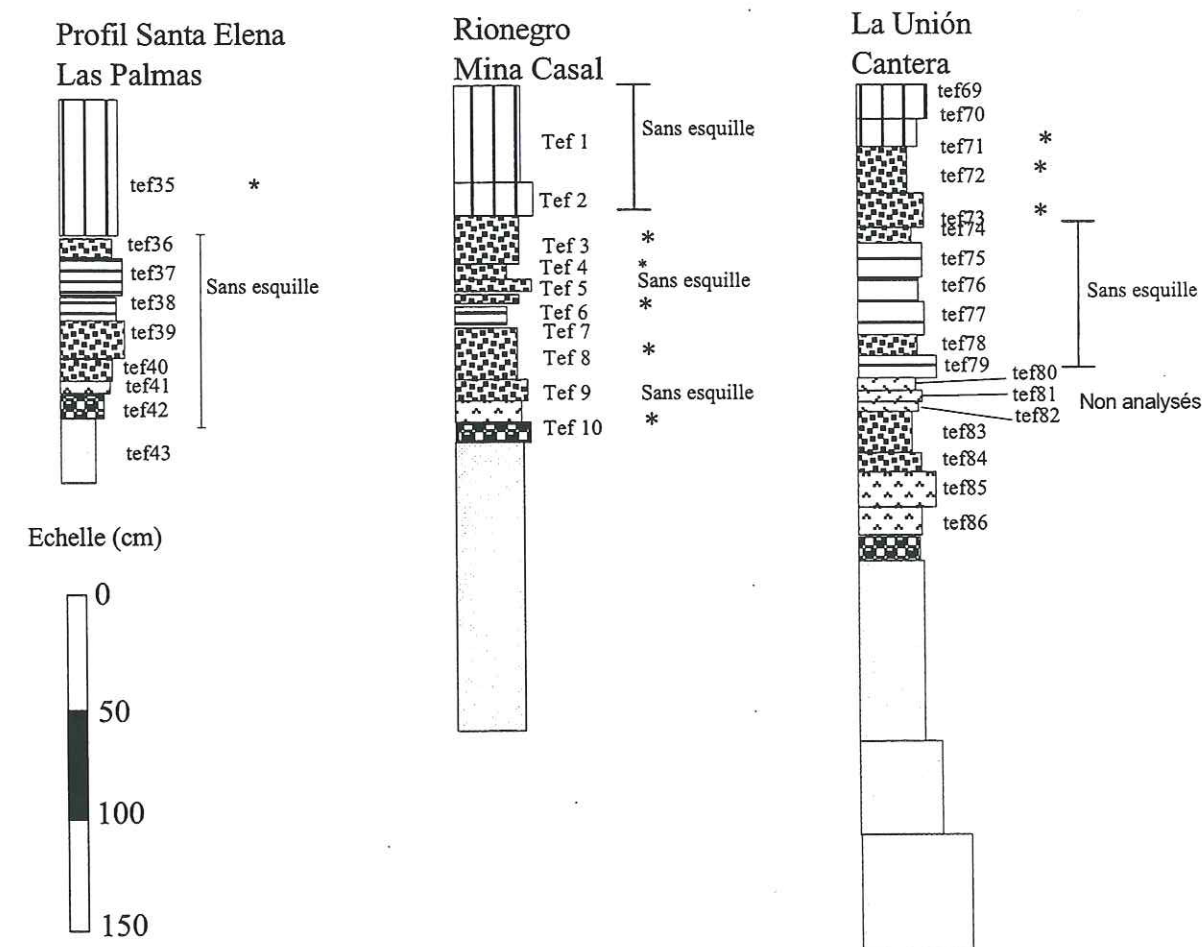


Figure 3-46 : Position stratigraphique des esquilles de verre étudiées dans les coupes de Las Palmas, Rionegro et La Unión. L'astérisque indique les niveaux où nous avons trouvé des esquilles. Pour les conventions voir Figure 3-36.

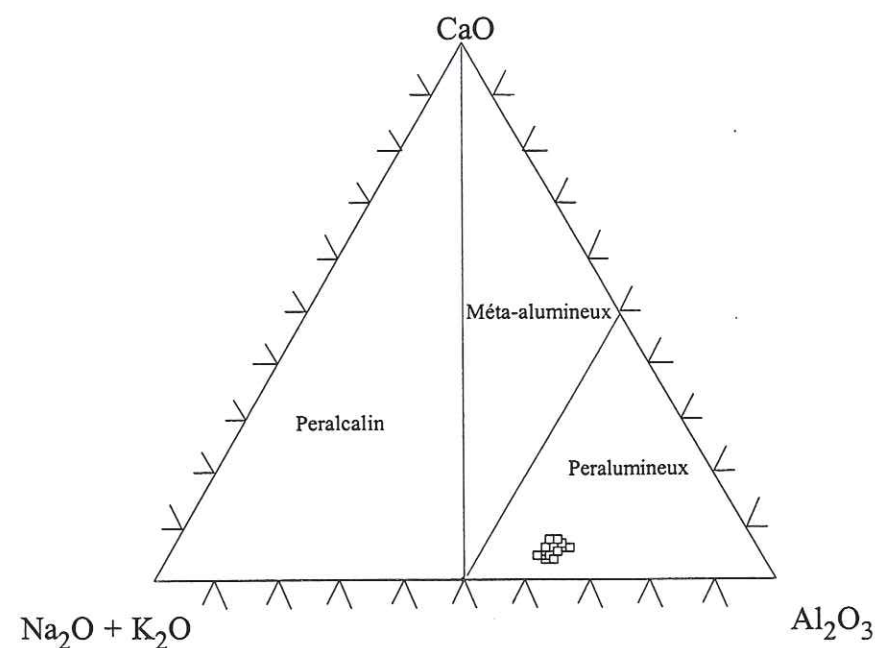


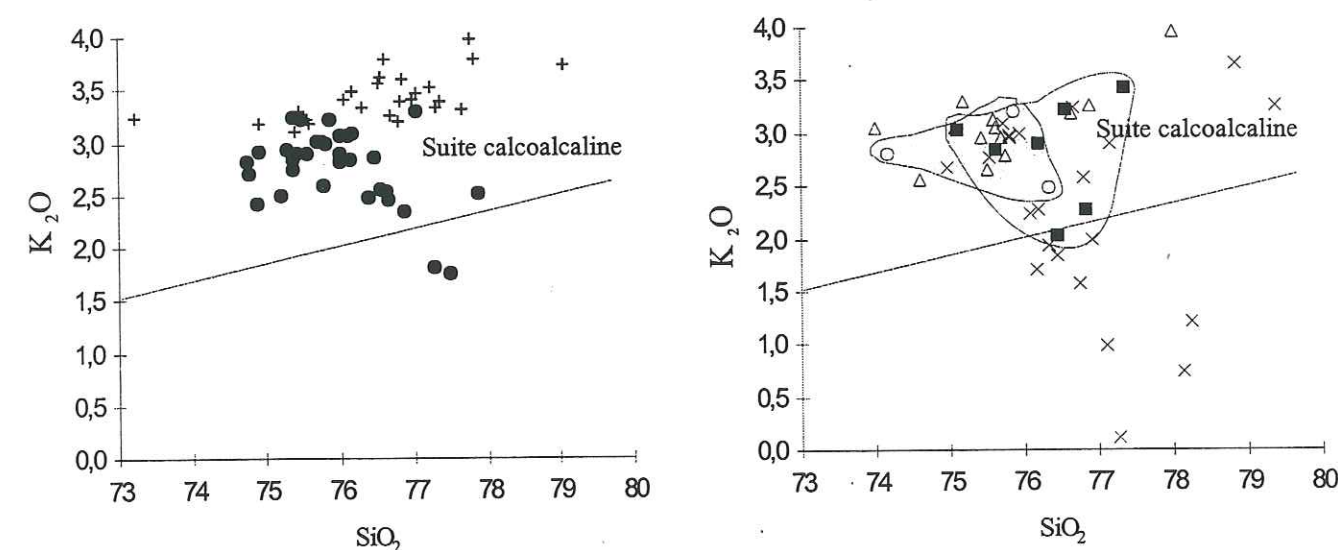
Figure 3-49 : Diagramme triangulaire Ca-(Na₂O+K₂O)-Al₂O₃ présentant les échantillons des esquilles de verres des cendres supérieures.

Unité	n	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	MnO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	H ₂ O
Unité supérieure											
26		3,73	0,27	3,47	1,27	0,19	0,95	0,06	76,62	13,44	5,21
		0,14	0,09	0,16	0,16	0,09	0,11	0,03	0,66	0,44	1,23
Volcano-détritique											
20		3,80	0,21	2,06	1,43	0,09	0,75	0,09	76,74	14,83	8,43
		0,12	0,06	1,02	0,22	0,06	0,14	0,05	0,70	0,74	2,57
Unité intermédiaire											
3		4,60	0,12	2,74	1,64	0,01	0,64	0,09	75,67	14,49	3,94
		0,30	0,03	0,37	0,23	0,02	0,07	0,11	0,93	0,16	0,91
Volcano-détritique											
17		3,67	0,20	2,62	1,50	0,12	0,73	0,11	76,09	14,97	9,51
		0,21	0,03	1,02	0,08	0,12	0,03	0,04	0,85	0,73	2,85
Unité sud											
34		3,61	0,22	2,76	1,40	0,08	0,72	0,13	75,94	15,12	9,77
		0,17	0,04	0,28	0,31	0,10	0,07	0,02	0,67	0,23	0,88
Unité inférieure											
8		3,73	0,12	2,70	1,25	0,20	0,48	0,14	76,53	14,83	8,29
		0,02	0,03	0,74	0,05	0,23	0,21	0,06	0,26	0,49	0,18

Tableau 3-18 : Résultat des analyses à la microsonde électronique, par unité volcanique. La composition des esquilles a été recalculée sur une base de 0% d'eau+volatiles. n, nombre d'esquilles analysées, pour chaque oxyde, on donne la moyenne et l'écart-type des mesures.

Dans des diagrammes Al₂O₃ vs Na₂O+K₂O, K₂O vs FeO et Al₂O₃ vs FeO (Figure 3-51), la colonne de gauche montre que les compositions des esquilles de verre de l'unité sud et celles

de l'unité supérieure sont en général distinguables. Dans la colonne de droite, il apparaît que les esquilles des unités inférieures et intermédiaires se distribuent sur des champs compositionnels sécants entre eux, et qui recoupent ceux des unités de la colonne de gauche. Enfin, on constate que dans les unités volcano-détritiques, qui par leur nature même sont composites, on observe des champs compositionnels très vastes, recoupant pratiquement tous les autres. Malgré le peu d'esquilles mesurées, il apparaît donc que la géochimie des éléments majeurs ne puisse pas contribuer de façon efficace à la reconnaissance des unités en présence dans les localités où la bioturbation a plus ou moins mélangé entre eux les niveaux stratigraphiques des cendres supérieures.



- + Unité volcanique supérieure.
- x Unité volcano-détritique, tef 134 (Figure 3-47).
- o Unité volcanique intermédiaire.
- △ Unité volcano-détritique, tef 132 (Figure 3-47).
- Unité volcanique sud.
- Unité volcanique inférieure.

Figure 3-50 : Diagramme K₂O-SiO₂ pour les esquilles des cendres supérieures.

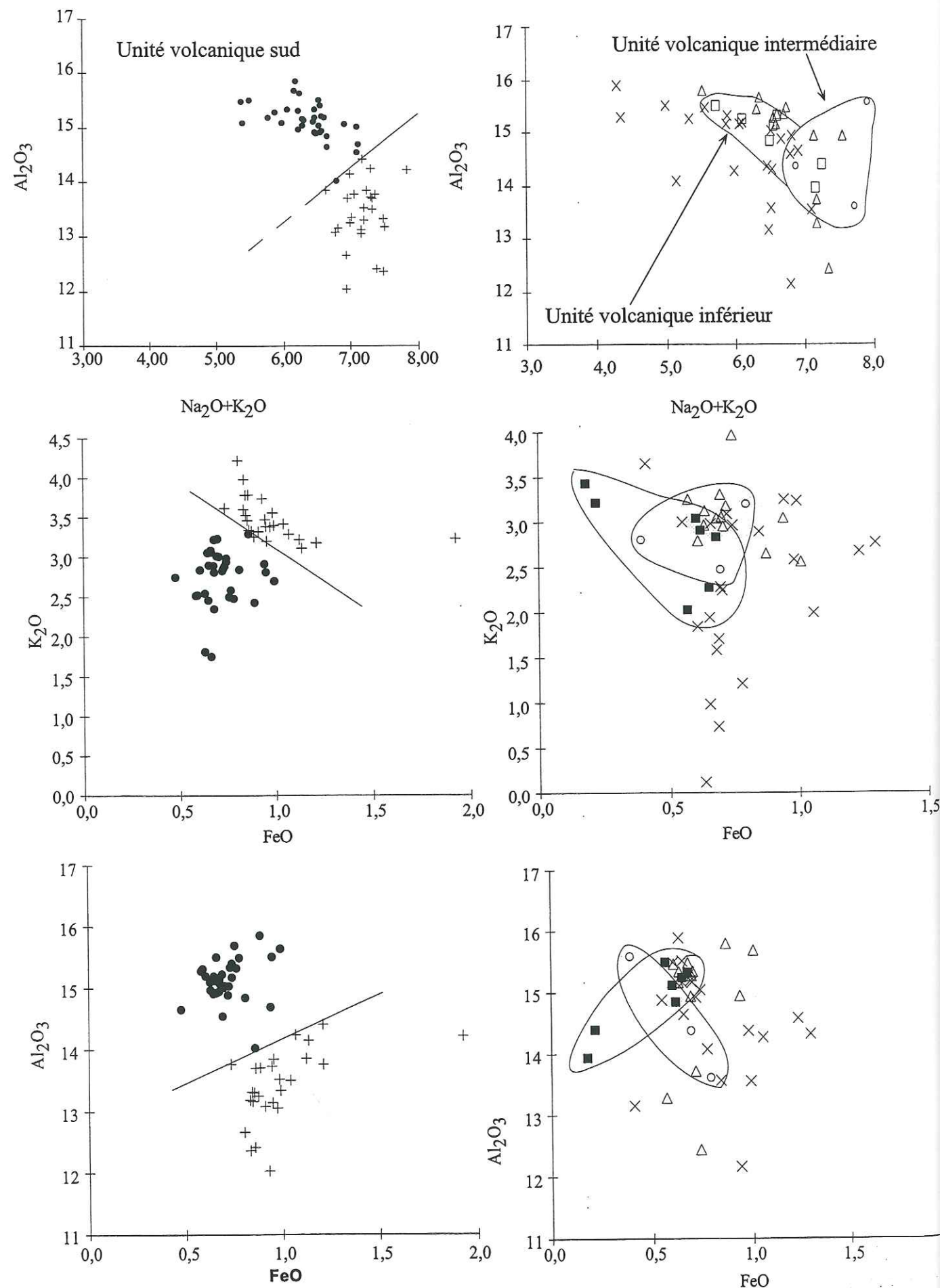


Figure 3-51 : Diagrammes Al_2O_3 vs Na_2O+K_2O , K_2O vs FeO et Al_2O_3 vs FeO pour les esquilles 174 de verre des cendres supérieures. Légende, voir Figure 3-50.

3.10 Discussion

La datation des formations superficielles du département d'Antioquia permet de discuter de l'âge de certaines des formations volcano-sédimentaires concernées et de celui de la vallée d'Aburra, comme de l'origine des tephres dont des zircons ont été datés par TF.

3.10.1 L'apport des études de terrain et minéralogiques

Les études de terrain ont permis de reconnaître que l'altiplano, là où le socle métamorphique injecté d'éléments magmatiques n'affleurerait pas, était en général recouvert par différents types de formations superficielles infra-stone line : le plus souvent, il s'agit de dépôts alluviaux divers, comprenant des plaines alluviales, des terrasses fluviales et des sédiments lacustres. Localement, la stone line semble reposer directement sur le saprolite développé aux dépens des terrains sous-jacents.

Tous les sédiments compris entre saprolite et stone line sont constitués majoritairement d'argiles. Dans les dépôts fluviaux, il est pratiquement impossible de repérer des niveaux de tephres bien individualisés, ou même de reconnaître la présence de tephres. Les seules distinctions possibles sur un profil stratigraphique naturel reposent souvent sur les successions de couleurs et/ou de textures ou de changements dans la compactation des différents niveaux qui le composent, que nous avons utilisées comme guide pour l'échantillonnage et les travaux au laboratoire.

Les sédiments lacustres, à Amalfi, Mesopotamia, Rionegro et La Union (Figure 3.1), sont constitués d'une argile homogène, riche en quartz bipyramidaux, qui indiquent une origine très essentiellement volcanique. Cette argile se distingue très facilement de celle, moins pure, du saprolite développé sur le socle cristallin, qui renferme toujours des fragments de roches métamorphiques ou plutoniques.

La stone line est partout surmontée des tephres dits supérieurs, dont l'épaisseur maximum est d'environ 1 m, où il est toujours possible, là où la bioturbation est minimale, de distinguer au moins trois niveaux stratigraphiques, ou unités inférieure, intermédiaire et

supérieure, auxquelles s'ajoute vers le sud, à partir de Rionegro, l'unité sud (entre unité inférieure et intermédiaire).

Au nord de la vallée d'Aburra, toutes ces formations disparaissent au-delà de San Pedro, au profit de bauxites, qui reposent soit directement sur le socle, soit par l'intermédiaire, localement, de sables arkosiques. Le substrat est toujours un saprolite, ici celui du batholite antioqueno. La stone line, absente, serait remplacée dans ce secteur, selon Hermelin (1993), par des sables stratifiés qui lui seraient contemporains.

3.10.2 L'apport des datations par traces de fission et ^{14}C

Nous avons daté par traces de fission 41 échantillons. Dans certains cas (14), les indicateurs de dispersion : probabilité de χ^2 de Galbraith (1981) et Green (1981) ou écart-type de l'âge central de Galbraith et Laslett (1993), ont indiqué que plus d'une population d'âges était présente parmi les zircons datés (Tableau 3-19). Nous voudrions revenir ici sur la signification de ces paramètres et de ces analyses. Lorsque, dans un échantillon :

1. $P(\chi^2) > 5\%$ et $E. T. (\text{écart-type}) < 15\%$, cela signifie que l'on peut considérer que les âges des zircons appartiennent tous à une seule population, c'est à dire peuvent être considérés comme concordants, dans les limites de leur précision statistique. Dans le cas de tephres, cela signifie soit que tous ces zircons appartiennent à un même tephra, soit à plusieurs tephres d'âges trop proches pour qu'ils soient distinguables entre eux.
2. $P(\chi^2) < 5\%$ et $E. T. > 30\%$, plusieurs populations sont en présence. Dans ce cas, on peut tenter d'identifier ces populations au moyen d'un traitement mathématique approprié, comme le modèle de Galbraith et Green (1990) que nous avons systématiquement employé, soit les repérer par l'utilisation, après traitement des données, d'une représentation graphique, comme celle de Brandon (1996). Nous avons observé que ces deux pratiques donnaient des renseignements complémentaires.

Paragraphe	Echantillon (Type de dépôt).	Age central Ma $\pm 1\sigma$	Dispersion P(χ^2) %	E.T. %	Populations			
					*	Age central Ma $\pm 1\sigma$	Dispersion P(χ^2) %	E.T. %
3.2	Osos 1 (Sol)	51,4 \pm 1,5	49	9				
	Osos 2 (Sol)	54,0 \pm 2,0	3	14				
	Osos 4 (Sol)	48,2 \pm 1,4	6	11				
	Osos 6 (Sol)	56,1 \pm 1,5	65	<1				
	Osos 7 (Alluvial)	57,6 \pm 2,8	47	<1				
	Osos 13 (Alluvial)	35,3 \pm 1,7	63	<1				
	Osos 15 (Sol)	2,79 \pm 0,15	68	<1				
	Osos 21 (Sables stratifiés)	16,1 \pm 2,8	<1	115	49,0 \pm 0,06	48,4 \pm 1,4	20	7
					3,12 \pm 0,08	3,13 \pm 0,2	22	3
	Osos 22 (Bauxites)	56,3 \pm 1,9	20	5				
	Osos 24 (Bauxites)	46,7 \pm 1,7	50	<1				
3.3	Envigado 3 tous les grains (Alluvial)	3,69 \pm 0,25	21	15	2,89 \pm 0,19	2,55 \pm 0,28	97	<1
	Envigado 4 tous les grains (Alluvial)	4,74 \pm 0,18	73	<1	4,33 \pm 0,13	4,44 \pm 0,30	97	<1
	Envigado 6 Tous les grains (Alluvial)	5,42 \pm 0,21	10	16	4,10 \pm 0,13	3,64 \pm 0,25	99	<1
	Envigado 7 (Alluvial)	59,2 \pm 2,5	97	<1	6,03 \pm 0,07	6,19 \pm 0,23	98	<1
3.4	3006r (Paléolac)	1,80 \pm 0,13	90	<1				
	ES25 (Paléolac)	2,09 \pm 0,12	16	8				
	3008r (Paléolac)	2,23 \pm 0,09	52	<1				
	ES24 (Paléolac)	2,11 \pm 0,09	17	9				
	Tef4a (Saprolite)	51,1 \pm 1,8	10	11				

continue

Paragraphe	Echantillon (Type de dépôt).	Age central Ma±1σ	Dispersion P(χ²) %	E.T. %	Populations			
					*	Age central Ma±1σ	Dispersion P(χ²) %	E.T. %
	Mina Casal (Paléolac)	2,15 ± 0,11	61	<1				
	3191 (Paléolac)	2,22 ± 0,10	50	5				
	Mina Casal buena (Paléolac)	1,99 ± 0,07	86	<1				
	4032	2,28 ± 0,17	38	<1				
	3191x (Paléolac)	185,9 ± 5,5	45	<1				
	4032 (Paléolac)	65,6 ± 2,0	77	<1				
	ES21(4) (Paléolac)	1,86 ± 0,27	8	22				
	Es19r (Paléolac)	1,91 ± 0,08	59	<1				
	ES19 (Paléolac)	61,7 ± 2,0	89	<1				
3.5	Terrasse supérieur Rionegro#8 (Alluvial)	4,89 ± 0,55	75	<1				
3.6	3174 (Sol gley)	53,7 ± 1,5	51	<1				
	3174r (Sol gley)	2,11 ± 0,14	15	24				
	3175 (Stone line)	75,7 ± 2,4	71	<1				
	3175r (Stone line)	2,43 ± 0,16	75	2				
	3176 (Alluvial)	55,6 ± 1,5	68	<1				
	3176r (Alluvial)	1,84 ± 0,16	18	26				
3.7	Tablaza 8 (Alluvial)	2,70 ± 0,10	25-31	<1				
	Tablaza 4 (Alluvial)	3,10 ± 0,18	91-16	<1-12				
	Tablaza 2 (Alluvial)	2,81 ± 0,11	73-16	<1-12				
	Tablaza 1 (Alluvial)	3,06 ± 0,12	31-16	6-9				

continue

Paragraphe	Echantillon (Type de dépôt).	Age central Ma±1σ	Dispersion P(χ²) %	E.T. %	Populations			
					*	Age central Ma±1σ	Dispersion P(χ²) %	E.T. %
	Robledo (Tephra entre dépôt)	2,04 ± 0,12	43	10		1,89±0,12	1,68 ± 0,13	
						2,47±0,20	2,37 ± 0,14	
	Robledo (Tephra entre dépôt)	52,9 ± 2,4	97	<1				
3.8	3007 (Stone line)	1,05 ± 0,11	<1	34		0,82±0,12	0,78 ± 0,07	55 <1
						1,66±0,17	1,70 ± 0,17	75 <1
	tf1a (Stone line)	2,29 ± 0,09	<1	21		1,65±0,09	1,54 ± 0,09	96 <1
						2,60±0,05	2,66 ± 0,09	51 <1
	tf1b (Stone line)	1,06 ± 0,19	72	<1				
	tf1c (Stone line)	14,90 ± 2,47	<1	153	0	0,44 ± 0,09	42 <1	
						44,1 ± 1,4	44 <1	
						71,8 ± 2,0	99 <1	
	tef10a (Stone line)	2,63 ± 0,50	<1	93		0,91±0,15	0,90 ± 0,14	39 17
						4,27±0,11	4,25 ± 0,36	68 <1
	tef10b (Stone line)	2,6 ± 0,13	<1	22		2,43±0,05	2,29 ± 0,09	67 <1
						4,20±0,14	4,18 ± 0,28	65 <1
3.9	3164 (Unité sud) volcanique	1,28 ± 0,21	67	<1				
	3167 (Unité sud) volcanique	1,49 ± 0,69	0	204		0,38 ± 0,06	62 <1	
	Tef 97 (Unité sud) volcanique	7,24 ± 0,89	0	131		0,58±0,09	0,59 ± 0,06	20 22
						2,91±0,30	3,06 ± 0,54	88 <1
						18,37±0,17	16,1 ± 0,9	82 <1
						28,21±0,08	27,8 ± 0,8	57 4

Paragraphe	Echantillon (Type de dépôt).	Age central Ma±1σ	Dispersion P(χ ²) %	E.T. %	Populations				
					*	Age central Ma±1σ	Dispersion P(χ ²) %	E.T. %	
3005 (Unité volcanique sud)		3,21 ± 0,90	0	161	0,35±0,16	0,35 ± 0,05	35	12	
					0,98±0,11	0,99 ± 0,12	97	<1	

Tableau 3-19 : Ages traces de fission des zircons dans le département d'Antioquia. A droite, comparaison entre (*) les résultats donnés par le modèle bimodal de Galbraith et Green (1990) et l'âge central calculé selon les probabilités de chaque grain d'appartenir à chaque population (voir texte).

Dans les datations réalisées (Tableau 3-19), jusqu'à quatre populations d'âges (échantillon tef97) étaient ainsi distinguables. Lorsque pour un échantillon plus de trois populations étaient en présence, c'est qu'elles étaient portées soit par des groupes discrets de zircons d'origine respectivement volcanique ou de socle, soit par des zircons volcaniques de couleurs/morphologies différentes, soit parce que ces deux types de catégories étaient présentes.

3. $P(\chi^2) > 5\%$ et $15\% < E.T. < 30\%$, l'analyse est apparemment contradictoire, l'un des tests ($P(\chi^2)$) suggérant une unicité de population, l'autre admettant la possibilité de non-unicité. En réalité, la contradiction n'est qu'apparente. En effet, le test de χ^2 est faible lorsque le nombre de traces comptées par grain est peu important (disons < 5 traces). Dans ce cas, étant donné l'erreur statistique sur l'âge d'un grain, ce test admet facilement une unicité de population.

Dans les échantillons analysés, le diagramme de Brandon (1996) suggère parfois l'existence de davantage de populations que l'application récurrente de l'analyse bimodale de Galbraith et Green (1990). Cette différence pourrait résulter d'effets statistiques (nombre de traces fossiles par grain), comme du nombre limité de grains mesurés, selon les échantillons, mais elle pourrait aussi, dans d'autres cas, refléter l'existence de plus de populations que suggéré par l'analyse de Galbraith et Green.

Nous avons reporté dans le Tableau 3-19 l'ensemble des datations réalisées pour le département d'Antioquia. On remarquera que, lorsque dans un échantillon (ou montage), plus d'une population d'âges était présente, nous avons systématiquement donné deux âges pour chaque sous-population. Le premier est celui directement fourni par le traitement de Galbraith et Green (voir Annexe A1), le second est l'âge central recalculé après attribution, par ce modèle, des grains datés à telle ou telle population. Ce second âge est celui que nous avons systématiquement donné dans nos tableaux de résultats. On constate que ces deux âges sont en général très proches.

On reconnaît, dans l'ensemble des datations, deux grands groupes d'âges, après analyses de populations : pré-oligocènes (> 35 Ma) et plio-quatérnaires et, dans le secteur sud, quelques cristaux d'âges miocènes moyen (13-16 Ma) à oligocènes.

Les âges TF anté-messiniens ($> 6,1$ Ma). - Dans l'ensemble de nos échantillons, 20 renferment des populations de zircons d'âges anté-messiniennes, dans lesquelles on peut distinguer 22 populations d'âges. Nous avons reporté dans la carte géologique de la Figure 3-52 la localisation des populations de zircons possédant de tels âges centraux. Il y apparaît que des zircons anté-messiniens ont été trouvés dans l'ensemble de la région étudiée. Dix-neuf populations sont comprises entre le Maestrichtien et l'Eocène (73-35 Ma), dont la grande majorité (16) du Paléocène. Une autre est beaucoup plus ancienne, vers 185 Ma, deux autres plus récentes, à 16 et 27 Ma respectivement.

Les zircons de ces populations sont incolores et translucides. Parfois, ils peuvent être plus ou moins arrondis, c'est le cas notamment des zircons de 185 Ma. Tous ont des densités de traces fossiles toujours bien supérieures à 10^6 t/cm². En raison de leur âge TF, ils ont été attribués au socle. En effet, la Cordillère Centrale est constituée d'une part d'un ensemble de terrains paléozoïques à précambriens injectés durant le Mésozoïque d'intrusions diverses, et d'autre part d'une composante océanique d'âge crétacé (chapitre 1). Les datations isotopiques sur minéraux (K-Ar, Rb-Sr) citées plus haut dans ce chapitre pour les intrusions crétacées sont considérées par leurs auteurs comme datant leur refroidissement post-emplacement, au-dessous de 300-350°C, vers 60-80 Ma. Nos âges TF sur zircons de saprolite et de sédiments

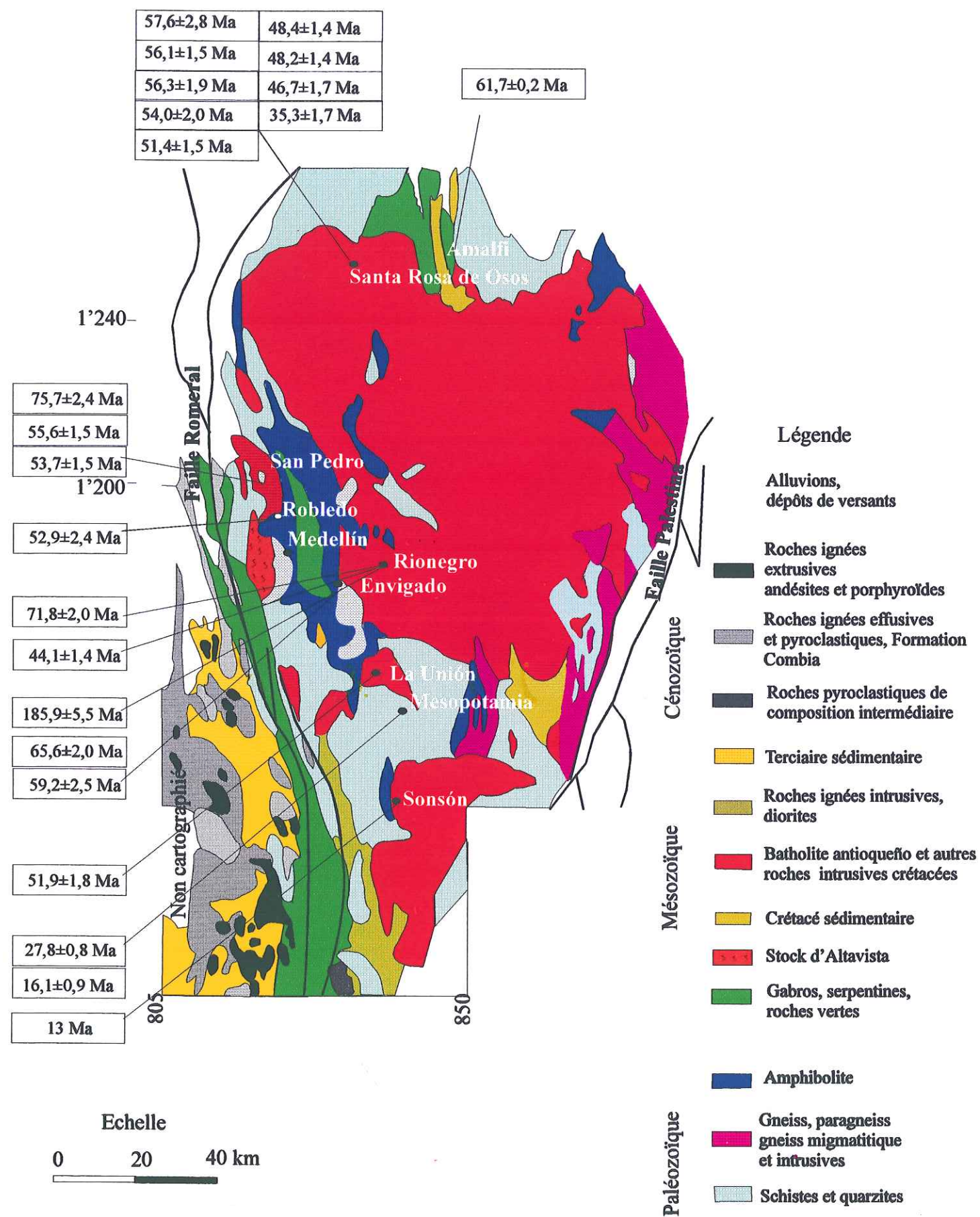


Figure 3-52 : Carte géologique d'après González (1993) et INGEOMINAS (1988) du nord de la Cordillère Centrale de la Colombie avec les âges obtenus pour les zircons du socle.

volcano-détritiques montreraient que le refroidissement au-dessous de 300°C de ces intrusions ou du socle paléozoïque voisin thermiquement affecté par leur mise en place, se serait passé essentiellement au Paléocène.

L'âge de 185 Ma obtenu pour un échantillon de Rionegro suggère de son côté que certains terrains paléozoïques (ou précambriens), ou intrusions jurassiques (comme le stock d'Alta Vista, à 30 km à l'ouest de Rionegro, ou celui de Segovia, à quelque 40 km au nord) n'auraient pas subi un métamorphisme crétacé suffisant ($T > 300^{\circ}\text{C}$) pour y faire disparaître les traces de fission des zircons.

Restent enfin deux populations d'âges respectivement miocène, de 16 Ma et oligocène, avec 27 Ma, trouvés dans la partie la plus méridionale de notre échantillonnage, à Mesopotamia (échantillon tef97). A noter, encore plus au sud, à Sonsón (échantillon 3167), un zircon d'âge TF de 13 Ma (Figure 3-40A). L'attribution de ces âges au socle ou à un volcanisme plus ancien que celui daté dans le reste du département est pour le moment en partie hypothétique. Ainsi, à environ 50 km au sud de Mesopotamia, on connaît des intrusions datées de l'oligo-miocène, tandis qu'à l'ouest, on exploite des gisements d'or liés à des intrusions tertiaires. Par ailleurs, à la même latitude, on connaît dans la Cordillère Occidentale, un volcanisme miocène de la phase Combia (voir §1.2). Une origine de socle pourrait donc être tentativement proposée pour la population de zircons oligocène, surtout si l'on considère que de nombreux petits corps intrusifs dans le secteur de Mesopotamia n'ont pas encore été datés. Par contre, les zircons d'âges TF miocène pourraient aussi bien provenir de tels stocks que du volcanisme de type Combia.

Les âges plio-quaternaires à messiniens. - Ils sont présents dans 35 échantillons. Nous avons reporté dans la Figure 3-53 la distribution des 44 populations d'âges proposées en fonction des environnements et des localisations où elles ont été trouvées. On observe que, dès que deux échantillons au moins ont été analysés dans une localité, il y a au moins deux populations d'âges représentées parmi les zircons, à l'exception peut-être, pour les zircons volcaniques, des échantillons de la terrasse de La Tablaza (dans la vallée d'Aburra, voir Tableau 3-12 et ci-dessous) et de ceux des sédiments lacustres. Cependant, dans ce dernier cas, dès que quatre

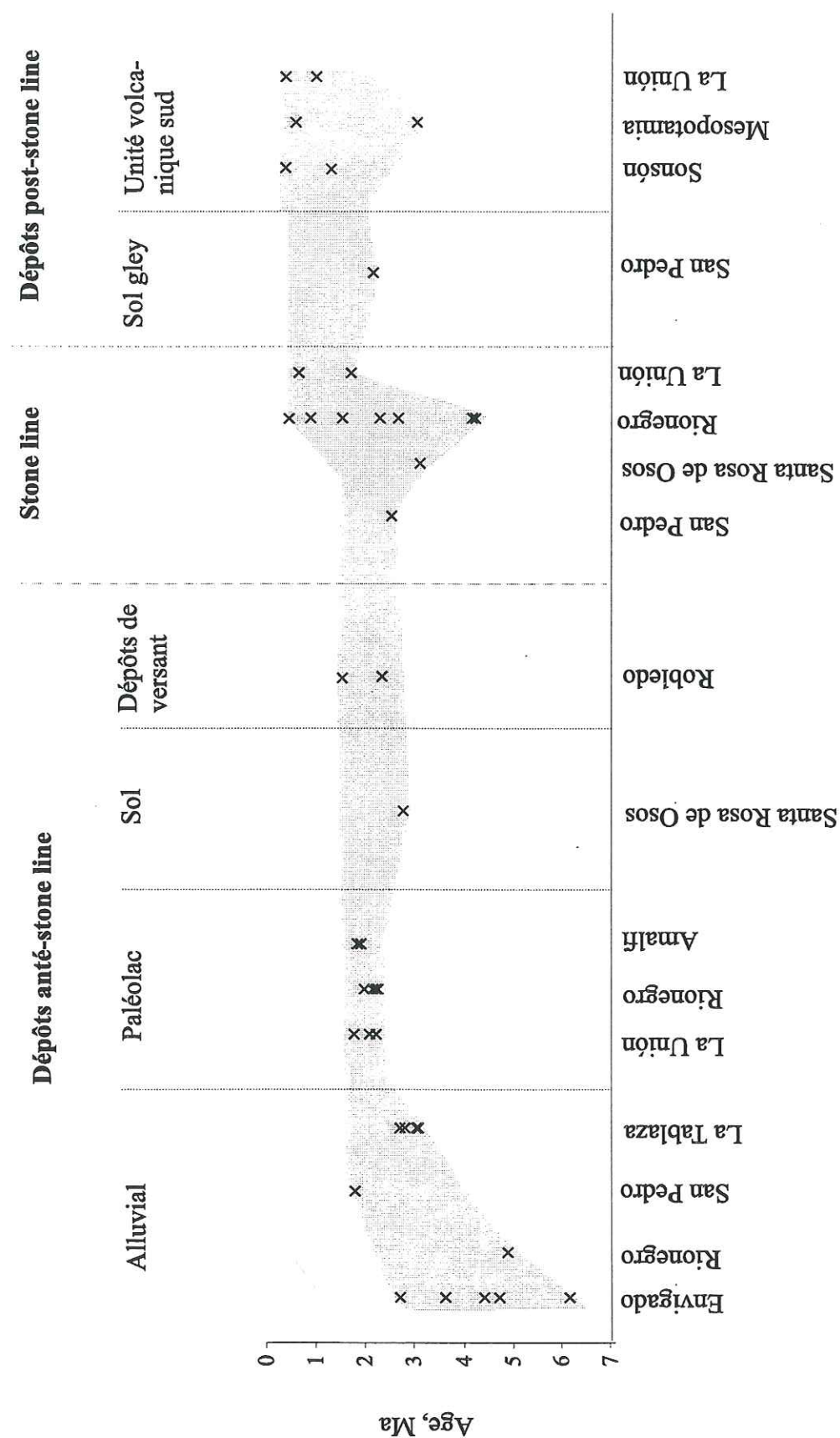


Figure 3-53 : Ages centraux des populations de zircons reportées dans le Tableau 3-19, en fonction de leur milieu de dépôt, de leur localisation et de leur position stratigraphique.

échantillons d'argiles lacustres sont analysées dans un lac, apparaît une population de zircons de socle (comme à La Unión et Rionegro). Au vu de l'ensemble des résultats, on peut donc affirmer qu'en pratique, tous les tephres datés par TF dans ce travail sont des tephres remaniés, (ce qui devait évidemment être le cas des tephres alluviaux), ou des tephres contaminés par des apports étrangers (cas des tephres lacustres).

Dans les unités anté-stone line, on constate que les 25 populations d'âges retenues (avec toutes les réserves faites quant à leur signification, voir ci-dessus) sont toutes d'âges supérieurs à environ 2 Ma. En d'autres termes, les formations qui les renferment se sont toutes déposées il y a au maximum 2 à 2,5 Ma (voir discussions ci-dessus). Dans les échantillons des dépôts alluviaux d'Envigado, le spectre d'âges centraux trouvé est le plus large, puisque s'étendant de 2,5 à 6,2 Ma.

Dans la stone line, horizon détritique ramasse-tout, qui coiffe les dépôts précédents, on retrouve bien des tephres anciens, jusque vers 4,4 Ma, mais on voit apparaître pour la première fois des indices de tephres quaternaires, avec un âge central minimum de 0,44 Ma, qui fixe une limite maximum de l'âge de la stone line (voir ci-dessus §3.8), donc de celui des dépôts antérieurs qu'elle coiffe.

La seule unité des cendres supérieures qu'il nous ait été possible de dater, parmi les dépôts post-stone line, l'unité sud, est elle-même composite, reprenant des tephres pliocènes de 3,06 Ma, mais comportant aussi des éléments de tephres apparemment un peu plus jeunes que ceux de la stone line. Ainsi, la présence de zircons de tephres d'environ 0,35 Ma dans cette unité impliquerait un âge de la stone line compris entre environ 0,35 et 0,44 Ma. Enfin, des âges ^{14}C vers 20000 à 30000 ans sur des fragments ligneux dateraient de cette époque l'unité volcanique supérieure. La possibilité d'un laps de temps important entre ces niveaux et les unités sous-jacentes des cendres supérieures est confortée par l'existence d'un niveau volcano-détritique grossier à sa base.

L'âge de la vallée d'Aburra peut être fixé à partir des datations d'Envigado et de la terrasse de La Tablaza. D'une part, à Envigado, la vallée d'Aburra coupe brutalement des dépôts alluviaux au litage horizontal, qui lui sont donc antérieurs. En considérant l'âge central TF de la population de zircons la plus jeune, de $2,55 \pm 0,28$ Ma, nous avons admis (§3.3.3.3) comme limite supérieure de l'âge de ces sédiments, en considérant une incertitude à $\pm 2\sigma$, la valeur de 3,1 Ma. Par ailleurs, les âges des quatre niveaux datés de la terrasse de La Tablaza, dans le fond de la vallée d'Aburra, sont difficilement distinguables entre eux, si l'on tient compte à la fois de leurs positions stratigraphiques relatives et de leur précision à $\pm 2\sigma$. On peut donc considérer que l'âge des zircons de cette terrasse est de $2,92 \pm 0,19$ Ma. Mais quelle pourrait bien être leur origine?

La terrasse de La Tablaza se trouve près de l'extrémité sud de la vallée d'Aburra. Elle n'est qu'à 5 km au nord de la source du Rio Medellin, qui s'écoule vers le nord. On peut donc, en principe, envisager deux origines possibles pour les zircons volcaniques de La Tablaza, soit par lessivage de formations volcano-sédimentaires "anciennes" de la partie de la vallée située en amont, soit essentiellement par retombée volcanique directe. La première de ces hypothèses est à exclure, pour deux raisons. Tout d'abord, parce que le Rio Medellin ravine sur sa rive gauche la formation Quebrada Grande, constituée de basaltes et spilites océaniques intercalés de sédiments marins. Ensuite, parce que si des zircons provenaient de l'altiplano oriental, on devrait trouver associés à ces zircons les éléments de socle cristallin qui les accompagnent toujours, ce qui n'est pas le cas. Par contre, une origine par retombée directe (et lessivage de ces retombées sur les versants amonts de la terrasse) serait en accord avec un âge unique de ces tephres, vers 2,9 Ma. C'est donc cette hypothèse que nous retiendrons. Une limite inférieure de la formation de cette terrasse est donnée par $(2,92 - 0,38)$ Ma (- deux écarts-types), soit 2,54 Ma. La vallée d'Aburra se serait donc formée entre tout au plus 3,1 et 2,5 Ma.

3.10.3 Comparaison avec les autres données géochronologiques sur le volcanisme régional

D'après le Tableau 3-19, il apparaît que les âges centraux des différentes populations d'âges que l'on peut proposer pour les zircons post-oligocènes datés dans ce travail s'étagent entre $0,35 \pm 0,05$ et $6,19 \pm 0,23$ Ma. Une vue globale des âges individuels de ces zircons est

donnée dans le diagramme de Brandon (Figure 3-54), dans lequel nous avons regroupé tous ces zircons. Les zircons attribués avec certitude au volcanisme sont d'âges inférieurs à 7 Ma, avec un pic important entre environ 1 et 4 Ma et une diminution progressive jusque vers 0,2-0,3 Ma. Vers 11-22 Ma, un petit groupe de zircons a une origine incertaine (voir ci-dessus §3.9.3.2). Bien que l'abondance relative des grains de zircons d'un âge donné ne puisse nous renseigner sur la représentativité des tephres d'Antioquia (voir §3.8.2), ce diagramme nous indique que les tephres représentés dans ce diagramme sont d'âges plio-quaternaire.

Nous avons réalisé, dans le cadre de divers projets en cours, d'autres datations par TF de zircons de tephres, au nord du 5^{ème} degré de latitude nord. Ainsi, dans le plateau de Bogota, sept datations réalisées sur des échantillons de forage ont donné des âges centraux entre $4,99 \pm 0,30$ Ma et $2,30 \pm 0,14$ Ma. Dans chaque échantillon, tous les zircons appartenaient à une même population d'âges et peuvent donc être considérés comme datant essentiellement un événement volcanique (Tableau 3-20). Les quelques autres datations existantes de tephres par TF sur des zircons de tephres du plateau de Bogota proposent aussi des âges pliocènes à plio-quaternaires (Wijninga, 1996a et 1996b, Helmes *et al.*, 1997). Dans la Cordillère Occidentale, sur sept autres échantillons, pris dans cinq coupes, six ont des âges compris entre $2,23 \pm 0,14$ et $0,40 \pm 0,10$ Ma, mais le septième est d'âge miocène supérieur, avec $9,41 \pm 0,27$ Ma. A nouveau, sauf pour un échantillon, une seule population d'âges semble présente par échantillon (Tableau 3-21). Au pied de cette cordillère, sur son versant oriental (vallée du Cauca), un autre échantillon (Irra) présente lui aussi un âge pliocène supérieur, vers 6,1 Ma. Enfin, dans la Cordillère centrale, à proximité de la localité d'Armenia (sud du massif de Ruiz-Tolima), un échantillon (Andianapolis 1189) de cendres est daté à $4,61 \pm 0,18$ Ma (voir, pour la localisation de ces échantillons, la Figure 3-55).

Il apparaît donc que, dans toute la région couverte par cette étude, les zircons datés se répartissent en deux ensembles, l'un entre 6 et 0,43 Ma, l'autre entre 9 et 20 Ma. Alors que le premier ensemble peut être attribué au volcanisme, il est possible que le second ne le soit qu'en partie (voir plus haut). Reste à se poser la question de l'origine de ces tephres.

D'après les données sur le volcanisme de Colombie, trois sources sont envisageables, le volcanisme Combica, le massif de Ruiz-Tolima, ou plus au sud, celui du sud-est de Popayan

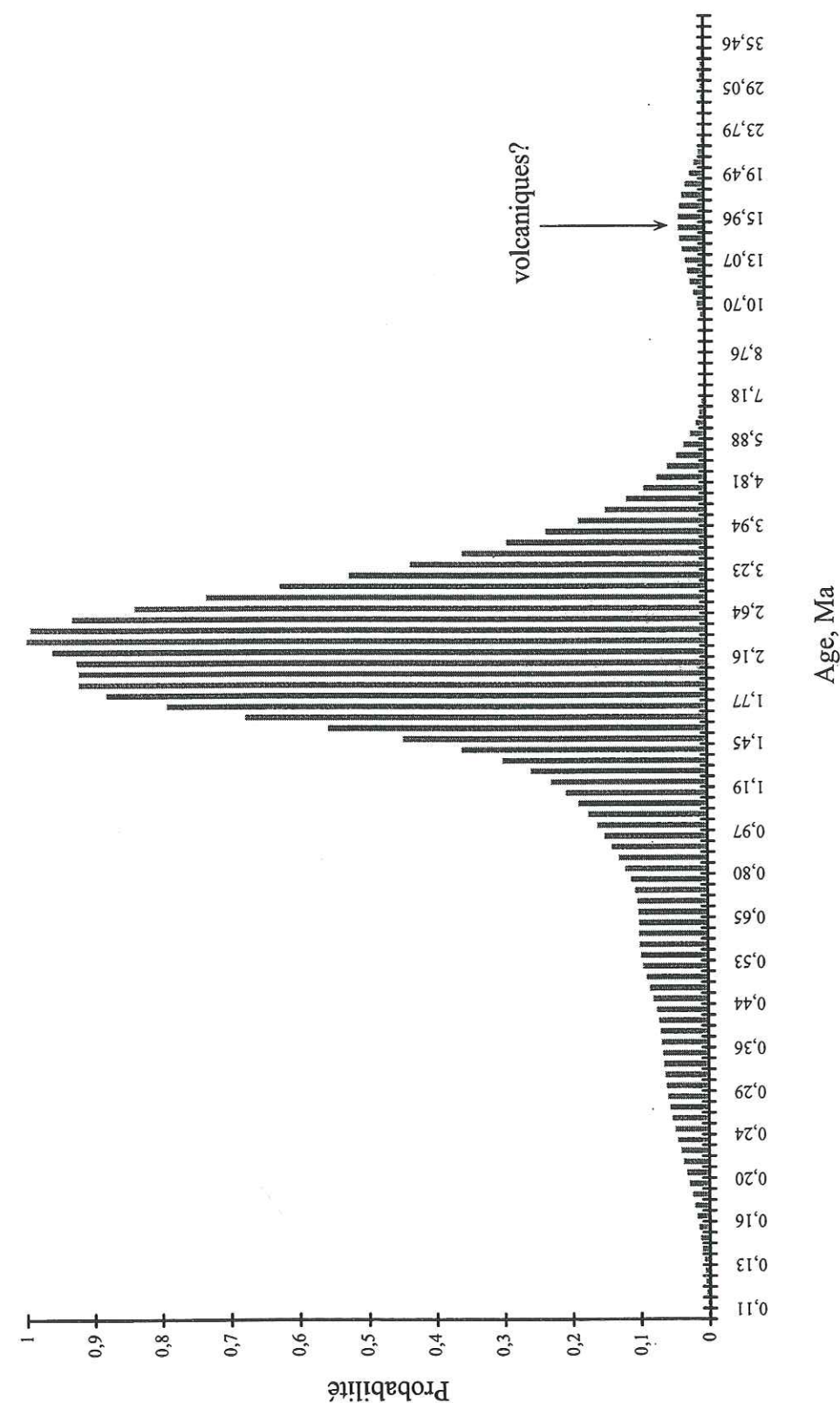


Figure 3-54 : Diagramme de Brandon (1996) reprenant tous les zircons datés du département d'Antioquia dans ce travail, avec des âges inférieurs à 20 Ma.

Population	Couleur	n	ρ_s	ρ_i	Dispersion		ρ_d	Age central Ma±1s
			10 ⁶ t/cm ² (Ns)	10 ⁶ t/cm ² (Ni)	P(χ ²) %	E. T. %	10 ⁴ t/cm ² (Nd)	
Sabana de Bogotá								
Chocontá 2	Roses	3	0,461 (48)	1,488 (155)	68	<1	6,290 (10395)	3,57 ± 0,47
Chocontá 4	Roses	22	0,500 (278)	2,413 (1342)	29	12	6,030 (10672)	2,30 ± 0,14
Chocontá (2da)	6 Roses	16	0,993 (475)	2,727 (1304)	72	<1	6,290 (10395)	4,20 ± 0,19
Marichuela 6	Roses	5	1,213 (274)	2,804 (571)	53	<1	6,290 (10395)	4,99 ± 0,30
Chocontá (1er)	6 Roses	7	0,546 (219)	1,759 (705)	77	<1	6,030 (10672)	3,44 ± 0,22
Guasca 2	Roses	14	0,226 (86)	0,816 (310)	73	<1	6,030 (10672)	3,07 ± 0,31
Bogota gris	Roses	77	0,489 (1744)	1,322 (4715)	9	31	6,030 (10672)	4,24 ± 0,17

Tableau 3- 20 : Résultats obtenus sur les échantillons provenant du plateau de Bogotá (Gaviria, S. Van der Hammen, T., Poupeau, G. et Toro, G. en cours).

(chapitre 1). Nous avons reporté dans la Figure 3-56 la totalité des âges disponibles par TF et K-Ar pour les régions considérées.

Le massif de Ruiz-Tolima est celui pour lequel on dispose du plus grand nombre de datations. Elles sont toutes inférieures à 4,3 Ma. Nous avons donc, dans la Figure 3-56, grisé la fenêtre d'âges 0-4 Ma. On observe qu'elle renferme la grande majorité des tephres d'Antioquia et de ceux de la plaine de Bogotá. Ces tephres pourraient donc provenir, si l'on considère leurs seuls âges TF, de ce massif. La géochimie des seules esquilles analysées, celle des cendres supérieures d'Antioquia (voir ci-dessus §3.9.4) est par ailleurs compatible avec

celle d'esquilles de tephres plio-quaternaires récoltés sur le volcan (Monsalve, M. Mendez, R., Poupeau, G. et Toro, G., données non publiées) et des données de la littérature (voir chapitre 1).

Echantillon	Projet	n	ρ_s 10 ⁶ t/cm ² (Ns)	ρ_i 10 ⁶ t/cm ² (Ni)	Dispersion P(χ^2) % E. T. %		ρ_d 10 ⁴ t/cm ² (Nd)	Age central Ma $\pm 1\sigma$
Cordillère occidentale								
Río Tapartó	Ignacio Piedrahita							
Tapartó		25	1,214 (1748)	1,405 (2024)	43	2	5,946 (13369)	9,41 \pm 0,27
El Dovio	OSSO							
1062		7	0,077 (18)	2,196 (512)	90	<1	6,150 (7314)	0,40 \pm 0,10
Restrepo								
1126 r		7	0,354 (351)	1,751 (1738)	23	13	6,142 (5199)	2,23 \pm 0,14
1127r		27	0,311 (350)	1,880 (2119)	<1	25	6,290 (10395)	1,95 \pm 0,14
1127 incolores		17	0,135 (60)	2,383 (2119)	97	<1	6,290 (10395)	0,65 \pm 0,08
1128 r		9	0,324 (74)	1,965 (449)	76	<1	6,290 (10395)	1,90 \pm 0,21
1128 i		8	0,146 (45)	2,336 (719)	96	<1	6,290 (10395)	0,72 \pm 0,11
Cordillère central								
Andianapolis								
1189		16	0,923 (730)	2,199 (1739)	67	<1	6,010 (7155)	4,61 \pm 0,18
Vallée du Cauca	J.J. Restrepo							
Irra		11	1,352 (755)	2,444 (1365)	99	<1	6,150 (7314)	6,08 \pm 0,23

Tableau 3- 21 : Résultats de la datation par traces de fission des zircons qui font partie des formations superficielles de Colombie centrale (Toro, G., Vélasquez, A. Poupeau, G et Schwabe, E. en cours).

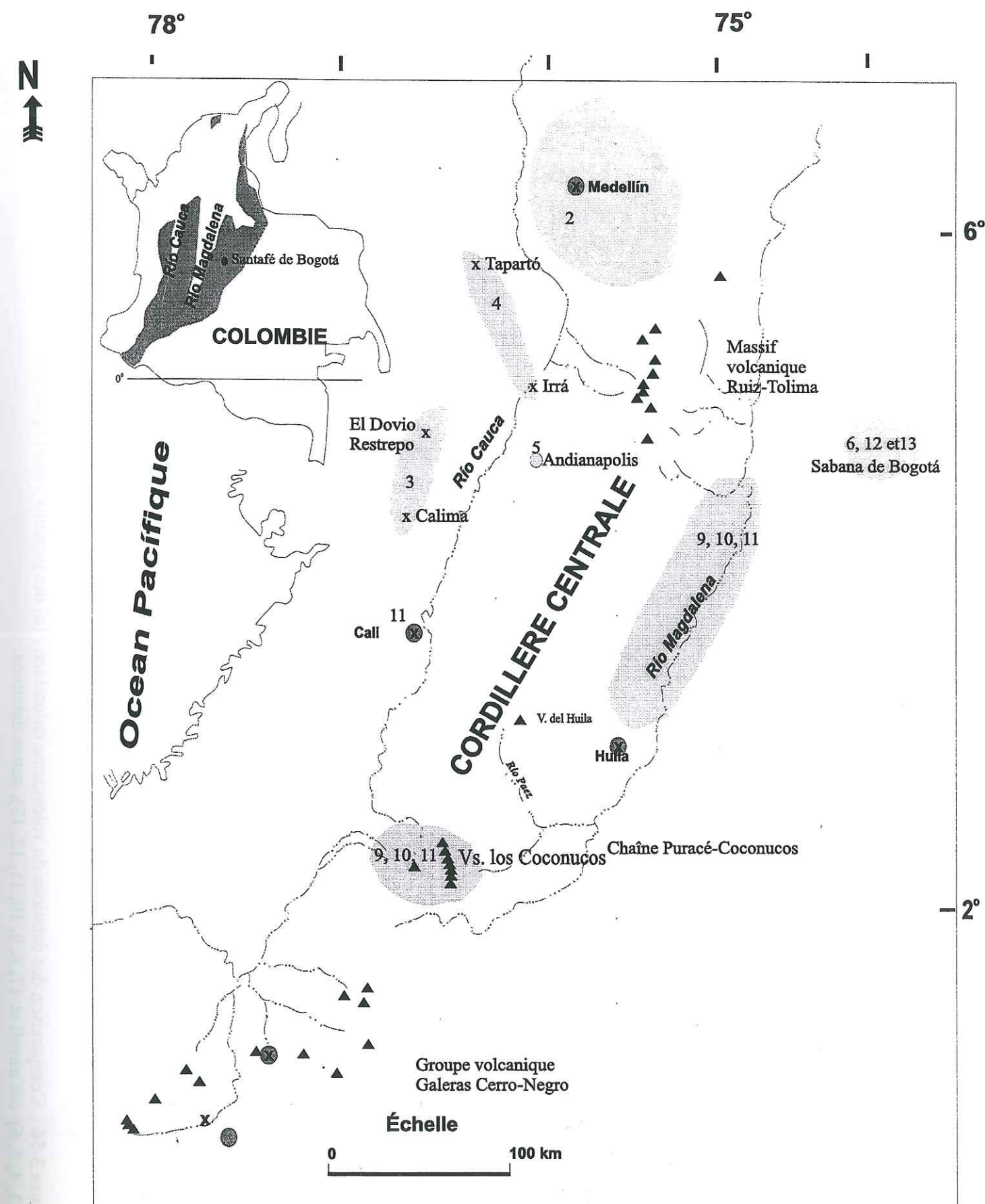


Figure 3-55: Localisation des échantillons cités dans la Figure 3-55.

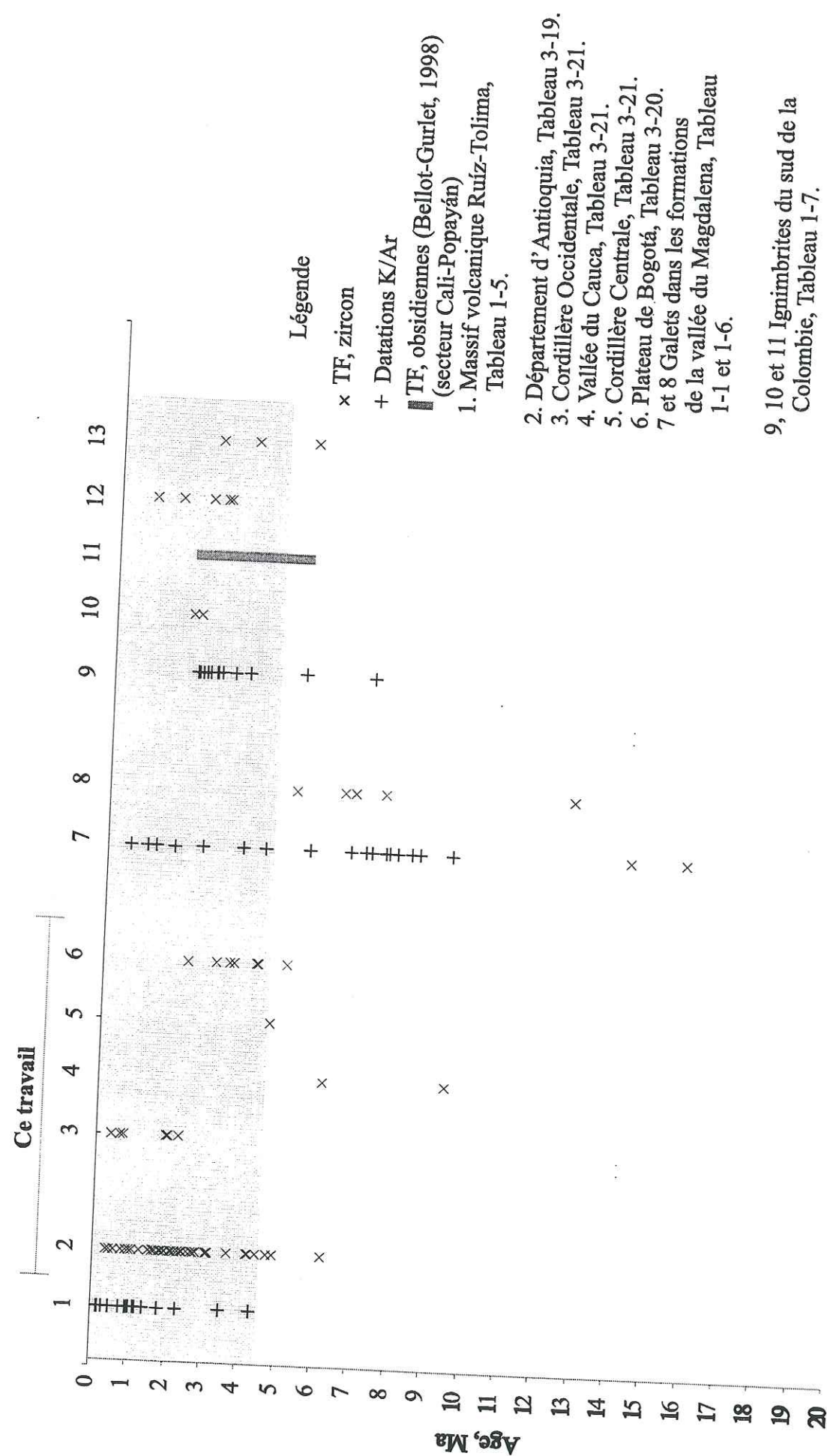


Figure 3-56 : Comparaison des datations du volcanisme colombien : (a) des produits volcaniques dans le massif volcanique Ruiz-Tolima, (2, 3, 4, 5, 6) cet travail et (7, 8, 9, 10, 11, 12, 13), autres datations.

Devrait-on donc invoquer pour les tephres plus anciens (mais d'âges centraux $< 6,1$ Ma) d'Antioquia et de la plaine de Bogotá une autre source? Il n'est pas certain que le début de l'activité du Ruiz-Tolima ait été bien datée, soit parce que les premiers matériaux émis n'aient pas encore été échantillonnés, soit qu'ils soient aujourd'hui inaccessibles, ou qu'ils aient été érodés. On peut remarquer qu'au pied sud-est du massif, des galets de roches volcaniques ont été datés entre environ 9 et 1,8 Ma par K-Ar, et que des zircons de tephres l'ont été entre 12,7 et 5,1 Ma (Figure 3-56). Si ces datations sont effectivement à rapporter à l'activité du Ruiz-Tolima, il ne serait alors pas nécessaire d'invoquer une autre source pour les tephres que nous avons datés.

Les matériels volcaniques datés au sud-est du Ruiz-Tolima pourraient cependant avoir d'autres origines. L'une d'entre elles serait le volcanisme du SE de Popayan, où l'on connaît de vastes épandages de nappes ignimbritiques autour de la caldera de Paletara. Les âges que l'on connaît pour ce volcanisme, daté par traces de fission sur des verres et des zircons ignimbritiques, ou par K-Ar, le situent entre 2,1 et 7,1 Ma (Van der Weil, 1991, Doriguel *et al.*, 1997, Solacroup, 1998, Bellot-Gurlet, 1998). D'après ces âges, le volcanisme de la région de Popayan ne pourrait donc rendre compte des tephres les plus jeunes que nous avons datés. Cependant, ce volcanisme est encore mal connu et très peu daté, et davantage d'études seraient nécessaires pour évaluer dans quelle mesure nos tephres pourraient en provenir.

Reste à évaluer la contribution éventuelle du volcanisme Combia. Ce volcanisme a laissé ses traces sur la Cordillères Occidentale, entre $\sim 5,5^\circ$ et $6,5^\circ$ de latitude N. Le volcanisme Combia est encore mal connu. Jaramillo (1978) lui assigne un âge entre 10 et 8 Ma, mais pour Murcia (1982) il pourrait s'étendre jusque vers 14-15 Ma. Les produits de ce volcanisme, laves et produits pyroclastiques, recouvrent une partie de la Cordillère Occidentale, entre les latitudes $5,5^\circ$ et $6,5^\circ$, sans que les sources en soient actuellement établies. Il existe par ailleurs des dômes volcaniques le long de la vallée du Cauca, mais leur étude systématique reste à faire, qui nous renseignerait sur leur âge et leur pétrogéochimie.

En conclusion, dans l'état actuel des connaissances, sauf peut-être les tephres émis vers 15-20 Ma, qui pourraient provenir du volcanisme Combia de la Cordillère Occidentale, tous

les autres tephres examinés ici *pourraient* avoir leur source dans le massif du Ruiz-Tolima. En effet, ce massif, toujours actif et dont les débuts pourraient remonter au Miocène supérieur (vers 9 Ma?), pourrait donc aussi être à l'origine de l'unité supérieure des « cendres supérieures » datées dans le département d'Antioquia à 20-30 ka (voir §3.9.4). Cette compatibilité avec le massif de Ruiz-Tolima n'interdit pas que certains tephres puissent provenir d'autres sources, plus lointaines que celles considérées ici. On sait en effet que des cendres volcaniques peuvent être déposées, après un transfert atmosphérique, jusqu'à plusieurs milliers de km de leur point d'émission (Bonin, 1995 ; Pickford *et al.*, 1990).

3.11 Conclusion

Les formations superficielles de l'altiplano du département d'Antioquia sont, sauf dans sa partie nord-est, constituées de dépôts volcano-sédimentaires à caractère alluviaux. Les tephres étudiés sont donc tous plus ou moins remaniés. La datation par traces de fission des zircons de ces formations montre que dans les unités qui reposent directement sur le socle cristallin (ou plus précisément son saprolite), les populations d'âges identifiables ont toutes des âges centraux supérieurs à $1,84 \pm 0,16$ Ma; dans celles de la stone line, horizon détritique grossier de 5 à 20 cm d'épaisseur qui sépare les unités superficielles inférieures des « cendres supérieures », on voit apparaître des éléments de tephres plus jeunes, vers $0,44 \pm 0,09$ Ma ; enfin, dans l'unité sud des cendres supérieures des zircons volcaniques d'environ $0,35 \pm 0,05$ Ma.

Ces données sont utilisées pour préciser les âges de sédimentation des formations superficielles : entre environ 0,5 et 2 à 2,5 Ma pour les formations infra-stone line, dans l'intervalle 0,44-0,35 Ma pour la stone line, le dépôt de l'unité volcanique supérieure des cendres supérieures étant calé à environ 20-30 ka par des datations ^{14}C . Une comparaison avec les données sur le volcanisme explosif de la Colombie suggère que l'ensemble de ces tephres pourrait provenir du massif volcanique du Ruiz-Tolima.

Quelques zircons d'âge central oligocène sont rencontrés dans la partie sud du département. Bien que leur présence puisse être attribuée à un volcanisme plus ancien

(volcanisme Combia, de la Cordillère Occidentale), la proximité dans ce secteur d'intrusions cénozoïques offre une alternative, la coexistence de zircons volcaniques et de socle étant fréquente dans les sédiments volcano-détritiques étudiés. C'est ainsi que dans pratiquement tous les autres secteurs de l'altiplano, nous avons trouvé des zircons présentant des âges crétacé supérieur à oligocène, attribués au refroidissement au-dessous de 250°C d'intrusions mises en place au mésozoïque, ou de terrains paléozoïques à précambrien affectés thermiquement par la mise en place de ces intrusions. Dans un seul cas, un âge central TF jurassique (185 Ma) a été trouvé, qui montre que tout le socle ancien n'a pas été réchauffé par la mise en place de ces intrusions.

L'âge de la vallée d'Aburra a pu être calé en comparant les données TF de sédiments alluviaux de l'altiplano qu'elle recoupe et de ceux de niveaux de tephres de sa terrasse de La Tablaza, entre 3,1 et 2,5 Ma.

Certaines des données apportées permettent de proposer quelques éléments de réponse à une des questions qui ont motivé cette étude : à quels risques naturels sont soumises les populations de l'altiplano antioqueño? Et plus particulièrement, (i) si la vallée d'Aburra est bien d'origine tectonique, comme on l'admet actuellement, quand s'est-elle formée, et (ii) quels sont les risques volcaniques? A la première question, on peut proposer comme réponse que cette vallée se serait formée au Pliocène supérieur, et qu'elle existait déjà avec sa pratiquement sa profondeur actuelle il y a 2,7 Ma (âge des tephres de la terrasse de Tablaza). A la seconde, que le pic de dépôts de tephres semble s'être manifesté au Plio-Quaternaire, essentiellement entre environ 4 et 1 Ma, et que la dernière évidence de retombées volcaniques datée serait celle de l'unité supérieure des "cendres supérieures", vers 20-30 ka.

Chapitre 4

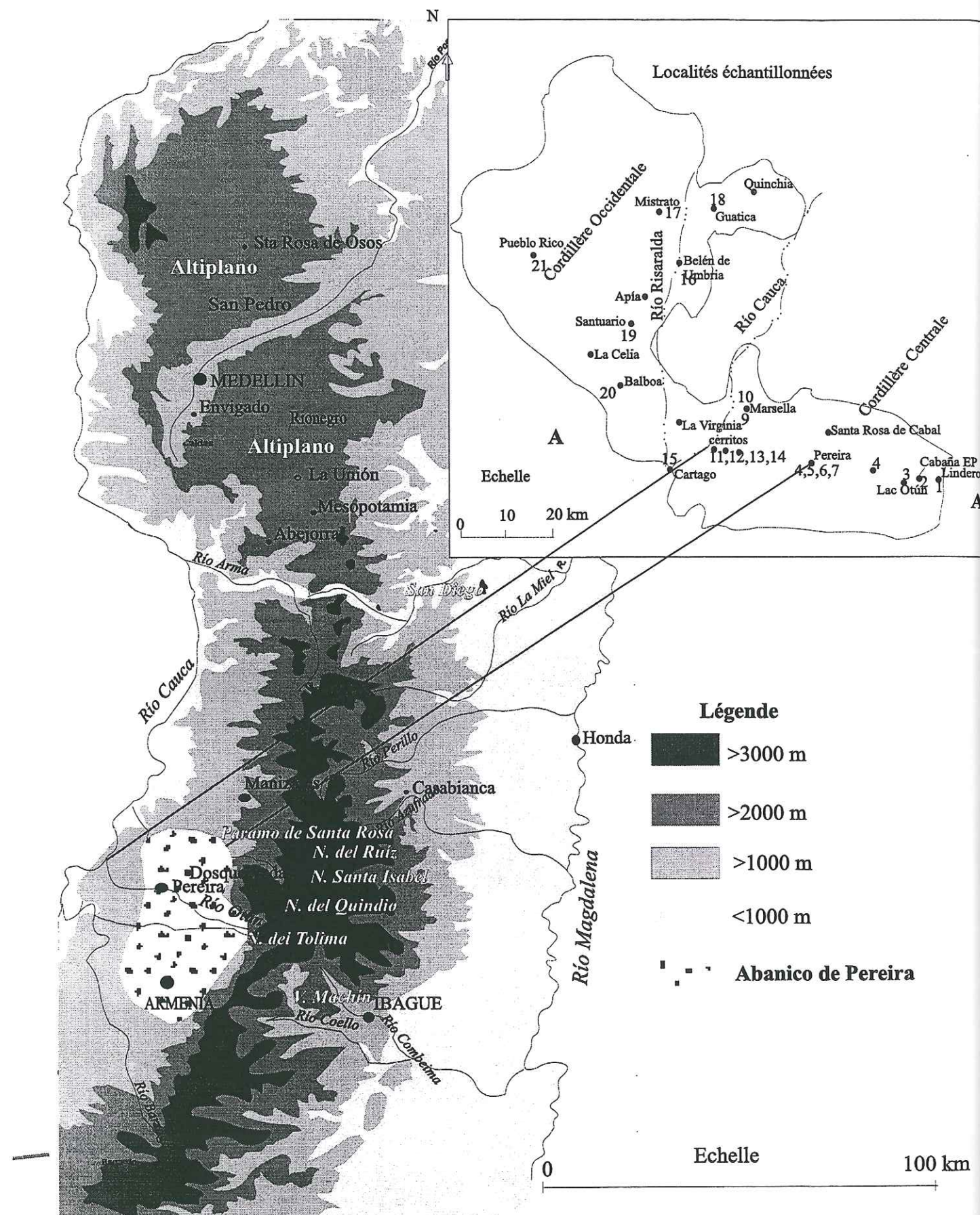
Tephrastratigraphie du département de Risaralda

Au pied du massif de Ruiz-Tolima, sur son flanc ouest, s'étend un vaste cône d'épandage considéré par Thouret (1988) comme d'âge pliocène à pléistocène, l'*abanico de Pereira*, dont les dépôts s'étendent jusqu'au Rio Cauca (Figure 4-1). Sur cet abanico et au-delà, jusque vers la Cordillère Occidentale, reposent des tephtras récents, appelés ici "supérieurs", dont l'âge était inconnu avant ce travail. L'un de nos objectifs était de tenter d'obtenir une stratigraphie de ces tephtras et de les dater par ^{14}C . Les résultats obtenus font l'objet de ce chapitre.

La raison d'être essentielle de cette investigation était de déterminer l'âge des tephtras les plus récents déposés dans la région, en raison des risques potentiels pour les populations. En particulier, pour les villes de Pereira et d'Armenia, avec des populations respectivement d'environ un million et 500.000 habitants. D'autres agglomérations de moindre importance se trouvent aussi, de par leur position sur l'abanico, sujettes à des risques associés au volcanisme du Ruiz-Tolima.

Après une période exploratoire, en 1990-1991, selon un axe est-ouest depuis le massif du Ruiz-Tolima jusqu'à la Cordillère Occidentale, passant par l'abanico de Pereira, nous avons procédé à une étude plus détaillée de la région de Pereira, qui présente les meilleures possibilités d'étude des tephtras supérieurs, en particulier grâce à une terrasse alluviale du Rio Otún, celle-là même sur laquelle la ville de Pereira est construite.

Nous avons dans un premier temps (1990-1991) caractérisé les tephtras étudiés par leurs granulométries, leur taux d'humidité, leurs populations de minéraux lourds. Dans un second temps (1996-1997), en profitant de travaux de terrassement de la zone urbaine de Pereira, nous avons étudié d'autres coupes dans cette ville et dans ses environs et échantillonné à nouveau, cette fois-ci pour la seule recherche d'esquilles de verre magmatiques, afin d'obtenir



une caractérisation géochimique des tephras en présence. Depuis 1991, nous avons constamment recherché des échantillons liés aux tephras à des fins de datations par ^{14}C .

4.1 Contexte Géologique

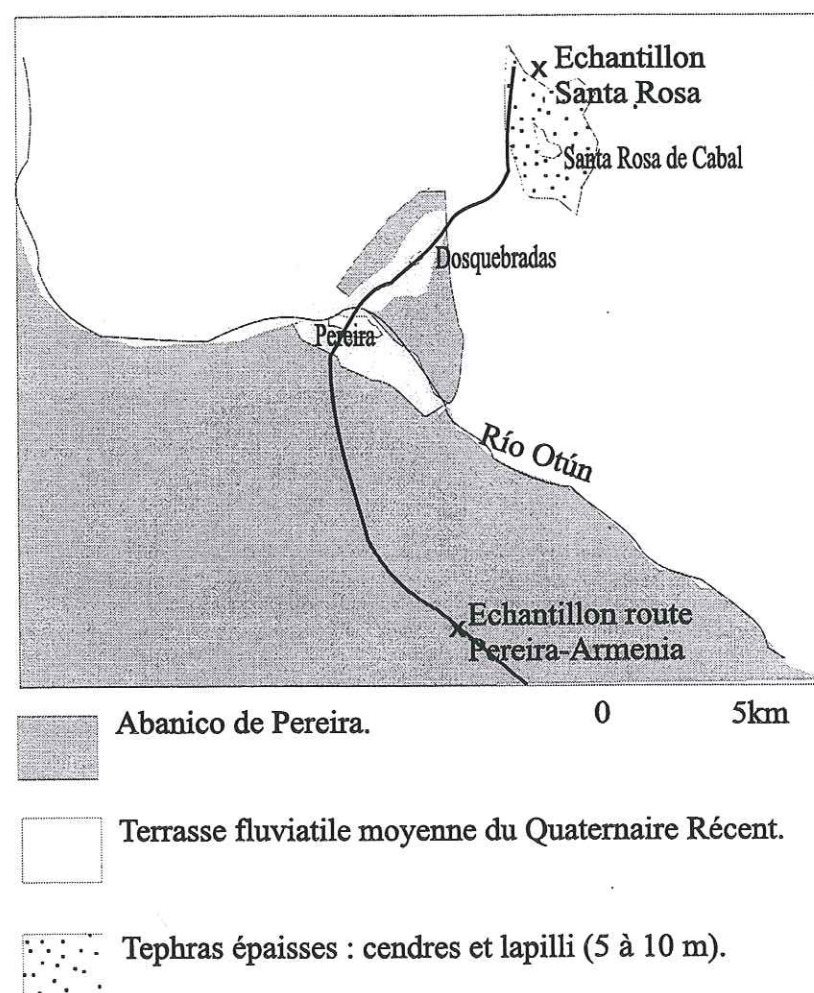
L'abanico de Pereira est un vaste cône d'épandage volcano-détritique décrit par Thouret (1988) comme ayant "une origine polygénétique (faciès explosifs et synéruptifs, volcanodétritiques et détritiques) et polychronique (du Pliocène au Pléistocène)". Le matériel qui le compose, principalement d'origine volcanique, est de caractère torrentiel vers l'apex du cône, où il est mélangé avec des lahars, des coulées de débris et peut-être des dépôts glacio-torrentiels. Dans sa partie distale de la vallée du Cauca, les faciès explosifs et synéruptifs sont considérés par le même auteur comme un équivalent morphologique, et éventuellement stratigraphique, de la formation Casabianca-Herveo, qui occupe une place symétrique sur le flanc est de la Cordillère Centrale (§ 1-4, Tableaux 1-1 et 1-3).

Thouret (1988) estime que le cône de Pereira devrait son origine à des effondrements de grandes caldeiras et à la destruction partielle du Paramo de Santa Rosa, qui est le plus ancien appareil volcanique visible du massif. Dans sa partie nord, si les dépôts distaux du secteur Pereira-Cerritos sont bien les équivalents de la formation Casabianca-Herveo, leur âge serait pliocène. Par contre, dans le secteur d'Armenia, ils ne dateraient que du Quaternaire moyen, et

l'abanico serait ici contemporain de l'appareil sommital du Quindio. Quant à la terrasse de Pereira, qui sert localement de soubassement aux tephres supérieurs, elle est considérée par le même auteur comme d'âge Quaternaire moyen.

4.1.2 La terrasse de Pereira

C'est la terrasse du Río Otún, sur laquelle l'agglomération urbaine de Pereira-Dosquebradas (Figure 4-2) est construite. D'une superficie d'environ 10 km², elle est



D'après nomenclature de Thouret (1991).

Figure 4-2: Localisation de la terrasse de Pereira (voir carte détaillée, Figure 4-6) et ses affleurements échantillonnés sur la route Pereira-Armenia et au voisinage de Santa Rosa de Cabal.

constituée de niveaux de tephres plus ou moins remaniés, intercalés avec au moins six niveaux de paléosols. Sa conservation est sans doute à mettre en relation avec des conditions d'humidité extrêmes.

Les argiles provenant de l'altération du verre volcanique des tephres se sont transformées en halloysite et postérieurement en kaolinite dans les sols humides et bien oxygénés de Pereira, contrairement à ce qui s'observe dans les sols de la vallée du Cauca, par exemple dans la région de Palmira où l'halloysite se transforme en montmorillonite (Mejia, 1966). Les argiles produites par l'altération des cendres pourraient rendre compte de la bonne conservation de la terrasse de Pereira. Une observation similaire avait déjà été faite pour des sols dérivés de cendres dans la Cordillère Orientale par Jungerius (1975), qui avait conclu que les agrégats provenant d'altérations de cendres en conditions humides produisaient des sols stables, non érodables, alors que dans des conditions sèches (<500 mm de pluie par an), la stabilité des cendres est plus faible et celles-ci sont facilement érodables.

Dans les coupes de la terrasse de Pereira, des litages fins observés dans deux niveaux gris (voir ci-dessous) suggèrent des conditions de sédimentation lacustres. Étant donné le contexte local, des litages de sédimentation auraient été mis en place dans des lacs créés en amont de barrages temporaires formés par des arrivées de type torrentiel le long du Río Otún. En raison des risques potentiels que d'éventuels barrages instables de débris pourraient représenter pour la ville de Pereira, une étude de ces niveaux gris et de leur dynamique de sédimentation serait à faire.

4.2 Coupes étudiées et échantillonnage

En 1990-1991 nous avons effectué un transect d'environ 80 km allant du pied du massif du Ruiz-Tolima à la Cordillère Occidentale. Il s'agissait d'une première reconnaissance systématique des tephres du département de Risaralda. En dehors des coupes du lac Otún et du pied de l'escarpement du massif Ruiz-Tolima, les observations et la prise d'échantillons ont été limitées essentiellement aux zones urbaines et de travaux publics ouvrant temporairement des coupes fraîches, pour des raisons diverses: absence d'affleurements sur l'abanico de

Pereira, culture du café et reliefs accentués sur la Cordillère Occidentale. Dans ce trajet, nous sommes passés de niveaux climatiques de paramo au niveau thermique chaud.

21 coupes ont été levées, depuis le versant ouest du massif Ruíz-Tolima, plus précisément, à partir du lac Otún, situé à 4000 mètres d'altitude, dans lesquelles 146 échantillons ont été prélevés. La localisation de ces coupes est donnée dans le Tableau 4-1 et la Figure 4-1.

Secteur	Nom du profil Localité du prélèvement	Numéros des coupes (voir Figure 4-1)	Epaisseur (cm)	Nombre d'échantillon s
Massif volcanique, sur les moraines	Linderos	1	220	8
	Mirador Lac Otún	2	100	8
	Lac Otún	3	150	6
Escarpement, bassin sur la terrasse de Pereira	Florida	4	300	8
	Pereira Barrio Corales	5	>400	11
	Pereira Kra 12	6	>200	6
	Dosquebradas	7	>400	9
	Pereira Palacio de Justicia	8	>500	21
Sur l'abanico	Marsella	9	>200	7
	Topacio	10	>300	16
Route de Cerritos, partie distale	Cerritos	11	>200	7
	5 km de Cerritos	12	>100	0
	3,8 km de Cerritos	13	>100	0
	4,3 km de Cerritos	14	>200	0
Terrasse Río Cauca, Terrasse Río Risaralda Cordillère Occidentale	Cartago	15	50	3
	La Isla	16	100	4
	Puente Umbria-Mistrato	17	100	6
	Guatica	18	>300	13
	Balboa-Santuario	19	50	3
	Balboa Tambores	20	>150	6
	Pueblo Rico	21	50	4

Tableau 4-1 : Coupes échantillonnées le long du transect Ruíz-Tolima/Cordillère Occidentale, département de Risaralda (voir Figure 4-1).

4.2.1 Secteur du lac Otún.

Les trois coupes les plus orientales ont été prises sur le flanc ouest du massif Ruíz-Tolima, autour du lac Otún. Elles sont situées à une altitude de 4000 m (niveau thermique du paramo). Ce secteur sans végétation facilite l'observation des tephtras, dont l'épaisseur varie de 1,5 à 2 m. Ils reposent directement sur les moraines de l'Otún tardif (§ 1.3.2, Tableau 1-4) ce qui fixe 10 à 11 ka comme limite supérieure de leur âge, puisque c'est celui établi pour ce stade glaciaire (Thouret et Van der Hammen, 1983). Dans ces tephtras, on observe trois

niveaux de paléosols. Les tephtras, de part et d'autre de ces paléosols, montrent des épaisseurs variables selon les sites, certains niveaux de ponces et de lapillis se retrouvant dans plusieurs de ces coupes.

Les trois niveaux de paléosols sont présents partout dans le massif. Leur constance dans nos trois coupes, comme celle de quelques niveaux de ponces et lapillis, nous ont permis des corrélations stratigraphiques et ont servi de base pour l'échantillonnage. Nous présentons les coupes Linderos et lac Otún pour illustrer les caractéristiques de ces tephtras (Figure 4-3).

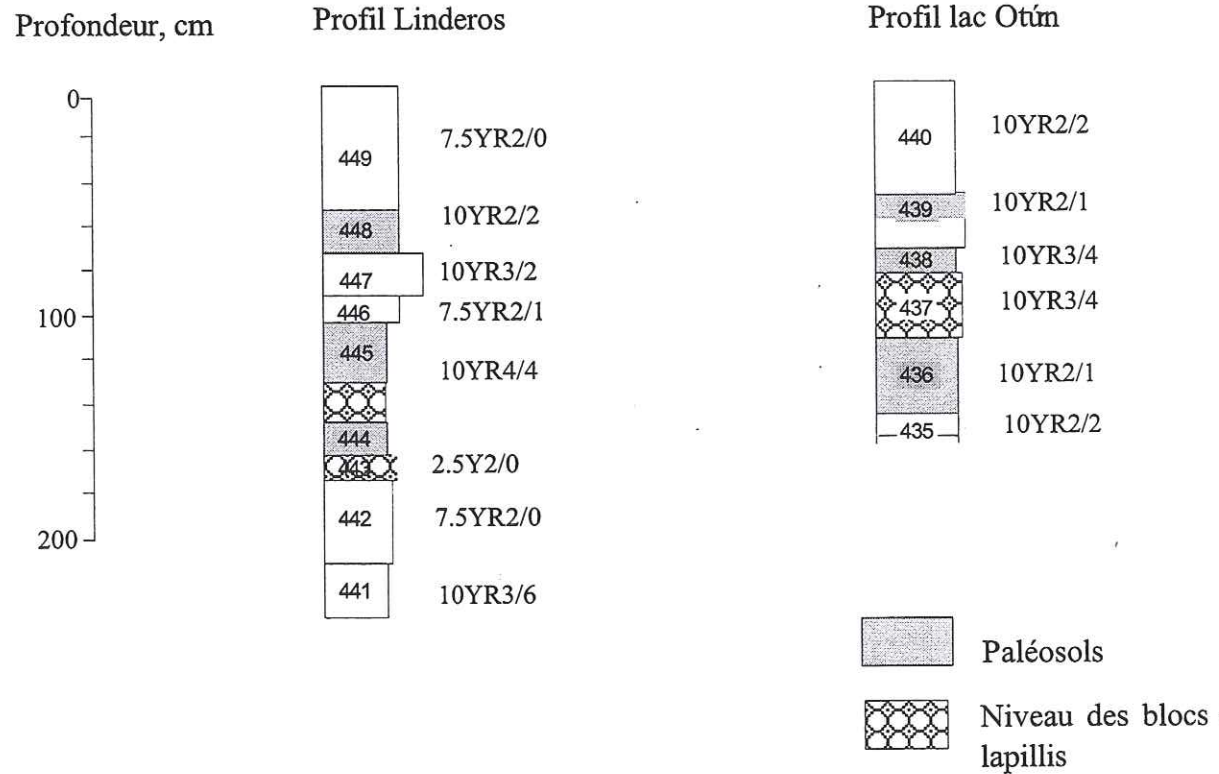


Figure 4-3: Profils Linderos et lac Otún, secteur du massif volcanique Ruíz-Tolima. Les numéros dans les colonnes stratigraphiques sont ceux des niveaux échantillonnés. Les références dans les colonnes de droite sont ceux de la charte internationale de couleurs de sols.

Dans les niveaux où l'argile prédomine, le degré d'humidité est de 100%. Dans les niveaux 441, 446 et 448, composés de lapillis, sables et argiles, l'eau est moins présente, avec un niveau d'humidité de l'ordre de 80%; le niveau 443 présente des ponces centimétriques.

Nous avons, pour les minéraux lourds, échantillonné tous les tephres et les paléosols différenciables sur le terrain. Pour les datations par ^{14}C , un seul échantillon de fragment de bois provenant du paléosol 436 de la coupe "lac Otún" a été prélevé. Dans les niveaux attribuables à un événement unique, signalés par un granoclassement caractéristique, l'échantillonnage représente une prise sur une colonne dont la hauteur est celle de l'épaisseur de ces niveaux, afin d'avoir un prélèvement représentatif. C'est le cas pour les niveaux 443 et 437 (Figure 4-3). Il en a été de même pour les niveaux argileux et les paléosols, mais, dans ces cas, on a pu ainsi mélanger du matériel provenant de plusieurs éruptions.

4.2.2 Secteur du bassin de Florida

Entre le massif et l'apex du cône de Pereira, aucune observation n'a pu être faite, étant donné le caractère abrupt de l'escarpement. La première possibilité offerte était celle, à 1800 m d'altitude (niveau thermique froid), du petit bassin de Florida, situé à l'apex du cône. Un profil d'approximativement 3 m d'épaisseur a été observé. Deux grands ensembles se différencient sur le terrain, séparés par un niveau sableux discontinu, reposant sur une croûte d'oxydes de fer. L'ensemble supérieur, de 120 cm d'épaisseur, est de couleur gris-blanc dans la partie inférieure et plus marron dans la partie supérieure. On y distingue trois degrés de compactation différents. Dans l'ensemble inférieur, d'environ 200 cm d'épaisseur, nous avons différencié quatre niveaux par leur texture et leur degré de compactation. Les limites entre les niveaux de ces deux ensembles sont transitionnelles. Tous les niveaux différenciés ont été échantillonnés (Figure 4-4).

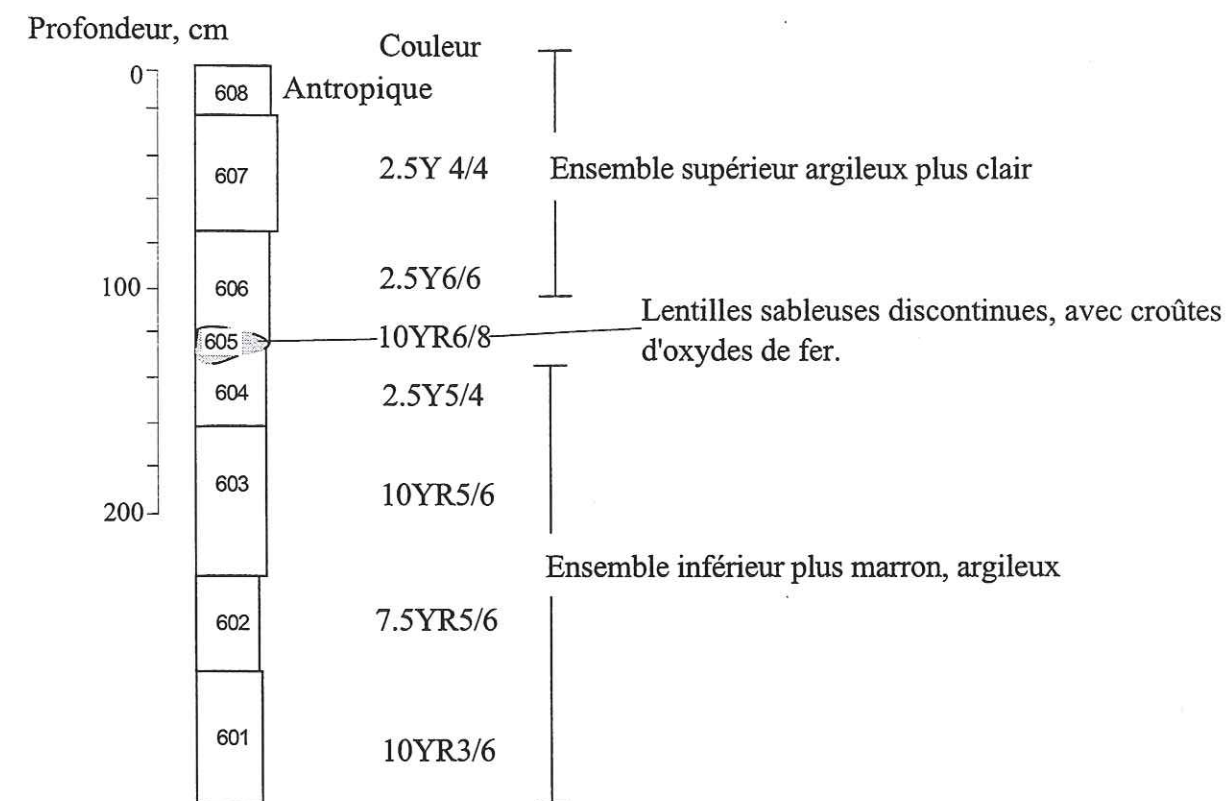


Figure 4-4: Profil Florida, situé entre le massif du Ruiz-Tolima et l'apex du cône de Pereira.

4.2.3 Secteur de Pereira.

C'est celui qui offre les meilleures possibilités d'étude de la stratigraphie des tephres supérieurs. La coupe dans laquelle une stratification des cendres supérieures est observable dans les meilleures conditions est celle du Palacio de Justicia de Pereira, sur la terrasse de Pereira, et plus généralement dans les coupes de cette terrasse. Vers l'ouest, en direction de la partie distale du cône, la stratification se perd progressivement, comme on peut le voir dans les quatre coupes entre Pereira et Cerritos (coupes 10, 11, 13 et 14 de la Figure 4-1). De même, l'épaisseur des cendres supérieures diminue de Pereira, où elle pourrait atteindre au moins 15 m (voir ci-dessous), aux vallées des Rios Cauca et Risaralda (Figure 4-1), avec respectivement 1 et 1,5 m d'épaisseur (coupes de Cartago et La Isla). Huit coupes ont été étudiées : six dans les tephres reposant sur la terrasse de Pereira, une sur l'abanico, sur la route

Pereira-Armenia, une dernière au nord-est de Pereira, à Santa Rosa de Cabal Nous en donnons ci-dessous une description rapide. Les séquences de tephras étudiées se trouvent à environ 100 m au-dessus du niveau actuel du Río Otún et la distance aux centres volcaniques est de l'ordre de 30 à 35 km (Figure 4-1).

Coupe du Palacio de Justicia de Pereira (1991).- Les excavations pour la construction du Palacio de Justicia ont révélé, sur la rive gauche du Río Otún, une coupe dans les cendres volcaniques supérieures de la terrasse de Pereira, d'une épaisseur d'environ 5 mètres (Photo 16, planche V). Sur la base de variations dans la texture et/ou la couleur, la compactation, le degré d'humidité, la présence de paléoracines, d'oxydes de fer et de manganèse, 21 niveaux ont été différenciés et échantillonnés (Figure 4-5). En général, les variations minéralogiques ne sont discernables qu'au laboratoire, en raison de la finesse de la granulométrie. Les changement entre les niveaux sont souvent transitionnels, sauf pour le niveau 258, compact, qui est le seul à présenter une texture sableuse, les autres étant essentiellement argileux.

Six niveaux (268, 265, 262, 259, 255, et 252, Figure 4-5) correspondent à des paléosols. Ils se distinguent souvent par leur couleur gris foncé, due à la présence d'oxydes de fer et de manganèse et à la présence de paléoracines. Le paléosol VI, entre 60 et 70 cm de profondeur, est facilement identifiable par sa texture columnaire et sa teneur élevée en matière organique. Le V, à 130 cm de profondeur, blanc à gris, est plus difficile à différencier par la couleur, mais il comporte des paléoracines et de petits nodules de couleur sombre, d'origine incertaine (oxydes de manganèse, matière organique?). Le quatrième, à 200 cm, de couleur grise, présente une association de paléoracines avec des nodules d'oxydes de fer et de manganèse. Le troisième, à 250 cm est mieux conservé, avec de nombreuses paléoracines, et une concentration continue en oxydes de fer de manganèse et en matière organique, qui lui confèrent une couleur bigarrée gris-jaune. Le deuxième, à 360 cm et le premier à 440 cm, ont des caractéristiques similaires et sont facilement différenciables, puisqu'ils renferment des petits fragments de bois.

La couleur grise prédomine en général vers le milieu de la séquence, entre les paléosols I à IV et l'intérieur des niveaux 266 et 263. Localement nous avons observé de fines laminations. La prédominance de la couleur grise indique un milieu réducteur ; lorsqu'elle est présente dans

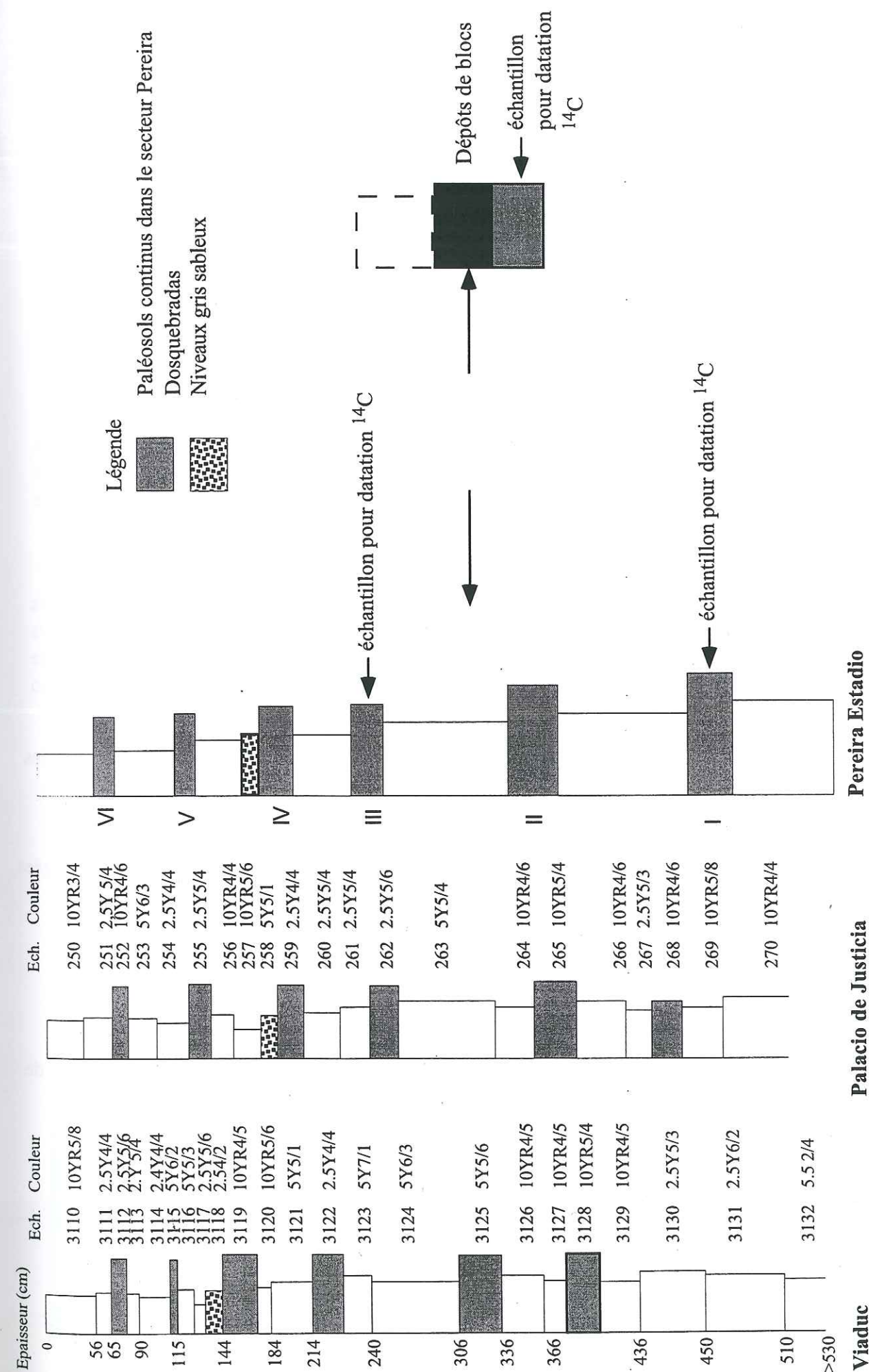


Figure 4-5: Stratigraphie de trois coupes typiques des cendres qui recouvrent la terrasse de Pereira-Dosquebradas, montrant les niveaux échantillonnés. Colonnes de gauche: numéros des échantillons; colonnes de droite, désignation des couleurs des niveaux correspondants. En chiffres romains, les paléosols.

Photo 16

Photo 17

Photo 18

Photo 19

Photo 16 : Coupe du Palacio de Justicia de Pereira. Les cendres volcaniques supérieures de la terrasse de Pereira, présentent une épaisseur d'environ 5 mètres. Les changements entre les niveaux sont souvent transitionnels, sauf pour le niveau 258, compact, qui est le seul à présenter une texture sableuse (plus sombre sur la photo).

Photo 17: Coupe, Kra 2, Pereira. La séquence observable correspond à la partie supérieure de la coupe du Palacio de Justicia. Un dépôt torrentiel d'un mètre d'épaisseur, comportant des blocs décimétriques occupe tout l'espace entre le niveau sableux (niveau 258 de la coupe du Palacio de Justicia) et le paléosol V. Il témoigne de l'existence d'événements brutaux ayant affecté le Rio Otún.

Photo 18: Coupe du viaduc de Pereira (1996). D'excellentes coupes ont été rendues disponibles pendant les travaux de construction du viaduc Pereira-Dosquebradas en 1996.

Photo 19: Coupe construction près du stade de football (1997). De bonnes coupes ont été dégagées lors de travaux de construction près du stade de football de Pereira.

Planche V: Photographies qui illustrent l' aspect des cendres supérieures sur la terrasse de Pereira.

Photos



des niveaux à grain fin finement laminés, elle évoque les conditions d'une sédimentation de type lacustre.

Autres coupes sur la terrasse (1991).- Trois autres coupes (coupes 5, 6 et 7, Tableau 4-1) ont pu être étudiées au voisinage de la précédente lors du transect de 1991. Eloignées entre elles et d'avec la coupe du Palacio de Justicia de quelques centaines de mètres au plus (Figure 4-6), elles permettent d'observer la continuité stratigraphique des tephres supérieurs. Celle-ci est davantage marquée dans les niveaux supérieurs, à partir du niveau sableux gris, compact.

Dans l'une de ces coupes, Kra 2 (Photo 17, Planche V), la séquence observable correspond à la partie supérieure de la coupe du Palacio de Justicia. Un dépôt torrentiel d'un mètre d'épaisseur, comportant des blocs décimétriques occupe tout l'espace entre le niveau sableux (niveau 258 de la coupe du Palacio de Justicia) et le paléosol V. Il témoigne de l'existence d'événements brutaux ayant affecté le Rio Otún.

Coupe du viaduc de Pereira (1996).- D'excellentes coupes ont été rendues disponibles pendant les travaux de construction du viaduc Pereira-Dosquebradas en 1996 (photo 18, planche V). On retrouve dans cette coupe le niveau gris sableux et les six horizons de paléosols relevés dans la coupe du Palacio de Justicia. Ces niveaux ont été utilisés pour corréler les deux coupes (Figure 4-5), qui apparaissent comme très semblables, la distance entre elles étant de seulement 2 km.

Les seules différences observées par rapport à la coupe du Palacio de Justicia sont d'une part la présence de deux niveaux supplémentaires sous le paléosol I. Et d'autre part, des différences d'altitude en ce qui concerne les paléosols I à II, d'environ 70 à 30 cm. Le paléosol VI est à la même profondeur dans les deux coupes.

Nous avons prélevé 23 échantillons dans cette coupe (Figure 4-5). 21 d'entre eux correspondent, en principe, à l'un des niveaux déjà échantillonnés dans la coupe du Palacio de Justicia. S'y ajoutent les deux niveaux supplémentaires à la base de la coupe du viaduc.

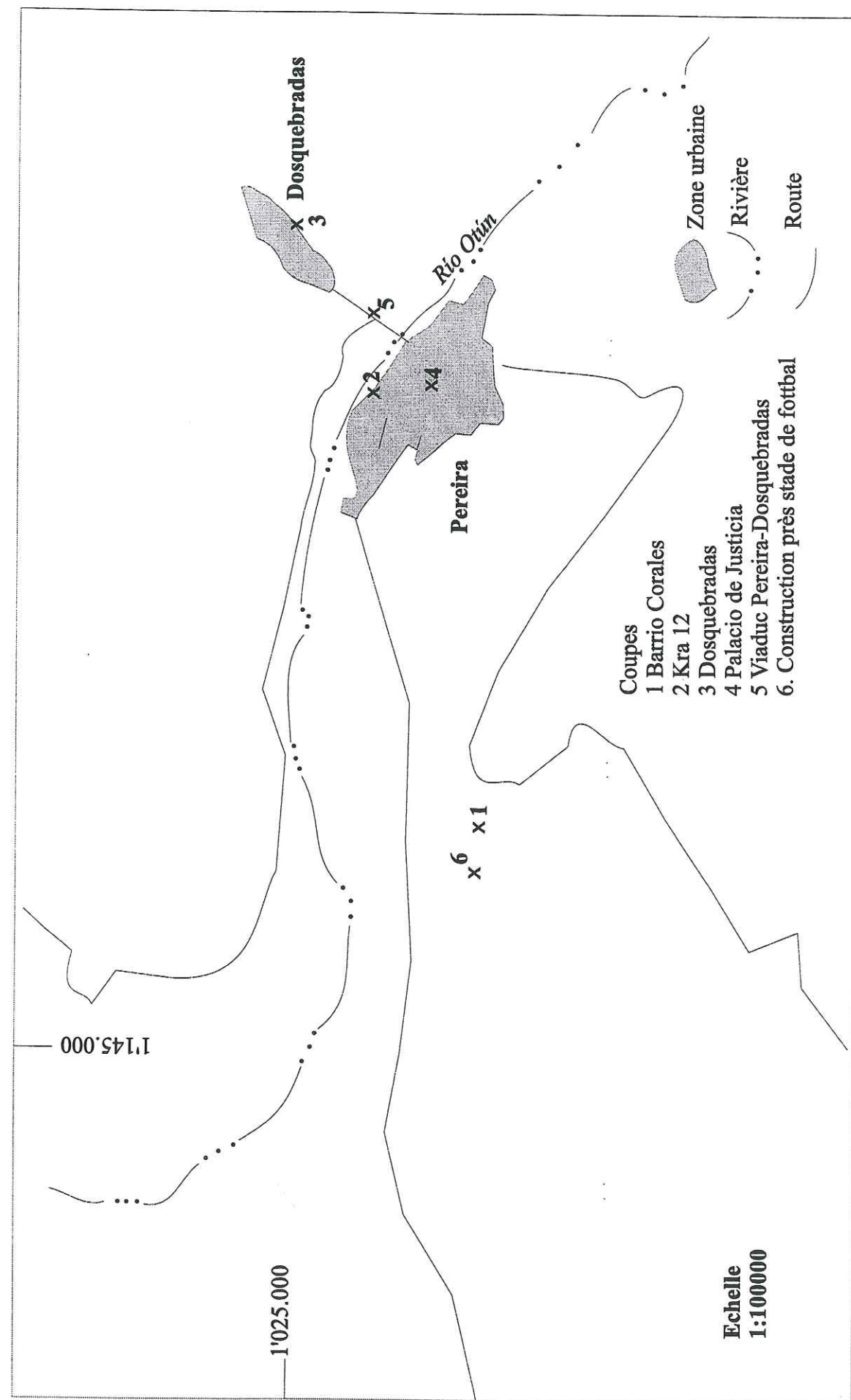


Figure 4-6: Carte détaillée de Pereira et de ses environs avec les six coupes étudiées

Coupe construction près du stade de football (1997).- De bonnes coupes ont été dégagées lors de travaux de construction près du stade de football de Pereira, sur la rive gauche du Rio Otún (photo 19, planche V). Nous avons constaté là encore la continuité de la stratigraphie déjà décrite dans le profil Palacio de Justicia. Les six paléosols se trouvent approximativement à la même profondeur que dans le profil de référence, mais avec une meilleure conservation de la matière organique, qui nous a permis de prélever du matériel pour la datation par radiocarbène. Aucun fragment ligneux n'ayant été observé, nous avons prélevé deux échantillons, respectivement dans les paléosols I et III (Figure 4-2). Un troisième échantillon, constitué de petits fragments de bois, a été pris latéralement, à 10 mètres de la coupe de la figure 4-2, dans une position stratigraphique qui devrait correspondre au paléosol II. A cet endroit, la partie supérieure de la séquence est absente, un dépôt torrentiel d'une épaisseur de 1 mètre, dont l'extension latérale n'est pas observable, reposant directement sur ce paléosol. Cette intercalation d'un dépôt torrentiel entre les cendres est similaire à celle observée dans la coupe Kra 2, mais ne comporte, pour le matériel le plus grossier, que des galets de quelques cm.

Les autres coupes de la région de Pereira.- Deux coupes de la région de Pereira, l'une sur l'abanico, l'autre au nord de celui-ci, ont révélé la présence de niveaux de tourbes sous-jacents aux tephres supérieurs. Ils ont été échantillonnés pour des datations par ^{14}C .

Secteur de Santa Rosa de Cabal : Ce secteur, à environ 40 km au nord-est de Pereira, est déjà extérieur à l'abanico. Ortega (1992) y a décrit des tephres récents qui coiffent la topographie, sur une surface d'environ 30 km². La stratigraphie de ces tephres, visible sur une épaisseur de 5 mètres, apparaît comme similaire à celle des tephres de Pereira-Dosquebradas. Dans des coupes fraîches, notamment révélées lors de travaux routiers, on retrouve bien les couleurs caractéristiques des tephres de Pereira, les six paléosols et le niveau gris sableux, mais dans les niveaux gris à grain fin, aucune lamination n'a été observée.

A Santa Rosa de Cabal, les cendres supérieures reposent, le long du Rio Leona, à 2 km de la zone urbaine (figure 4-2), sur des dépôts torrentiels qui surmontent des tourbes dans lesquelles on trouve des fragments de troncs d'arbres d'une longueur allant jusqu'au mètre.

Nous avons prélevé dans ces tourbes un échantillon de bois pour la datation par ^{14}C . Par contre, une prospection dans les paléosols associés aux tephres supérieurs s'est avérée infructueuse.

Au cours de ce travail de terrain, nous avons observé des séquences de cendres volcaniques de faciès différents de ceux rencontrés sur la terrasse de Pereira. Ces tephres renferment davantage d'oxydes de fer. Ils ne montrent pas de stratification et sont faillés. Il s'agit donc apparemment de dépôts plus anciens. La relation stratigraphique avec les cendres bien stratifiées de type "Pereira" n'est pas claire sur le terrain.

Secteur sud de l'abanico : Vers le sud de l'abanico, en direction d'Armenia, les cendres n'ont en général pas les mêmes caractéristiques stratigraphiques que celles observées sur la terrasse de Pereira. Ainsi, sur la route qui mène de Pereira à Armenia, la bioturbation augmente et les six niveaux de paléosols disparaissent rapidement, la stratification perdant ses limites nettes. Une diminution d'épaisseur au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la terrasse de Pereira est aussi observée en relation avec l'altitude, le changement de la végétation, l'humidité et la bioturbation (Toro et Hermelin, 1992). Dans le secteur d'Armenia, les cendres n'ont pas les mêmes caractéristiques que vers Pereira et des niveaux de lapillis et de blocs de ponces apparaissent, dont l'origine pourrait être le volcan Machin (Ricardo Mendez, comm. pers.).

Sur la route Pereira-Armenia, à 17 km au sud-est de Pereira, on relève la présence de niveaux de tourbe servant de soubassement aux cendres supérieures, épaisses en ce point de deux mètres. De petits fragments de bois ont été prélevés pour une datation par ^{14}C .

4.2.4 Les coupes de la partie distale de l'abanico

Vers l'ouest, à partir de Pereira, sur la route qui conduit à la localité de Cerritos, la perte de la stratigraphie des cendres est la caractéristique la plus notoire. Nous avons étudié quatre coupes (Tableau 4-1) qui nous ont permis de constater la présence de cendres bioturbées et une seule coupe a été échantillonnée en détail pour l'étude des minéraux lourds. Dans cette coupe, 7 échantillons ont été prélevés.

4.2.5 Les coupes sur les terrasses actuelles du Río Cauca et du Río Risaralda.

On constate la présence de 1 m à 1,5 m d'épaisseur de cendres bioturbées sur les terrasses des Rios Cauca et Otún. Nous avons prélevé des échantillons pour l'étude de minéraux lourds dans deux coupes, celles de Cartago et de la Isla (Tableau 4-1).

4.2.6 Les coupes de la Cordillère Occidentale

Dans ce secteur, où les tephres récents reposent sur un soubassement différent (roches du domaine océanique accréionné, voir § 1-1), l'observation a aussi été limitée aux agglomérations. En effet, celles-ci sont situées dans les endroits les plus favorables à ce type d'échantillonnage, puisqu'il s'agit des lieux où la topographie est la plus douce, correspondant en général à des cônes d'épandage, des sommets de collines ou des dépressions. On observe localement des variations d'épaisseur, de 1 m vers Pueblo Rico à 3 m vers Guatica. Cinq coupes ont été échantillonnées. Nous donnons dans la Figure 4-7 la description de celle de

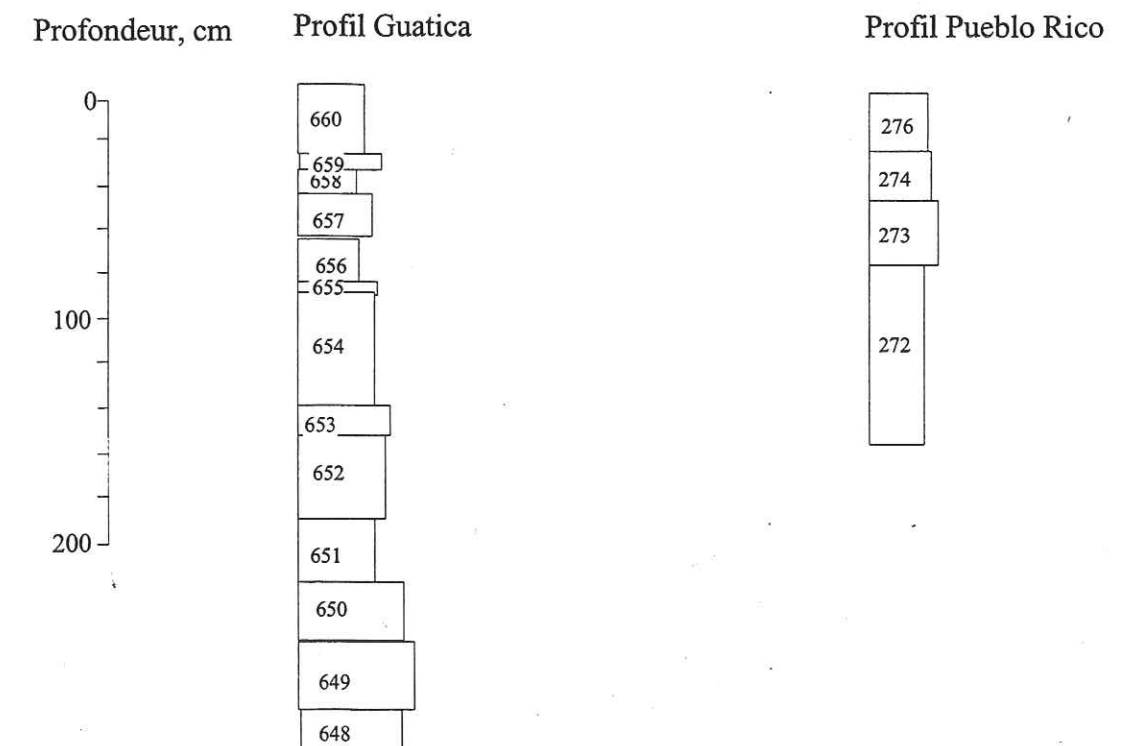


Figure 4-7: Profils Guatica et Pueblo Rico, secteur Cordillère Occidentale. Les numéros dans les colonnes stratigraphiques sont ceux des niveaux échantillonnés.

Guatica, caractéristique de ce que l'on peut observer dans ce secteur. 13 niveaux ont été différenciés par la texture, la couleur et la compactation. La présence d'un niveau gris (653 Figure 4-7), discontinu et sableux, similaire à celui observé dans la localité de Pereira (niveau 658 de la coupe du Palacio de Justicia), est notoire.

4.3 Résultats 1 : les minéraux lourds

Les minéraux lourds ont été déterminés dans tous les échantillons prélevés en 1991. Les résultats détaillés de ces analyses ont été donnés dans Toro et Hermelin (1991). Nous en présentons ici une sélection, qui illustre l'essentiel des données. Les profils choisis sont deux des coupes du lac Otún, celle de la Florida, avec les premiers tephtras observables après le grand escarpement du massif volcanique, la coupe du Palacio de Justicia de Pereira pour représenter les tephtras de la terrasse du Río Otún, celle de Cerritos pour illustrer les caractéristiques des cendres qui reposent sur les dépôts alluviaux du Río Cauca, celle enfin de Guatica, représentative de ce que l'on peut observer sur le flanc est de la Cordillère Occidentale (Figure 4-8).

4.3.1 Secteur de lac Otún (massif Ruíz-Tolima)

Les minéraux lourds ont été déterminés dans 23 échantillons des trois coupes du lac Otún. Dans toutes, il s'avère que le pyroxène est un minéral important, dont la proportion varie de 30 à 100 % (Figure 4-8).

Dans le profil Linderos (Figure 4-9), les cendres des niveaux 441, 442, 443 (au-dessous du paléosol 444) et des niveaux 446 et 448, sur lesquelles se développent les second et troisième paléosols du secteur sont des cendres pyroxéniques avec >50% d'hypersthène, >20% de clinopyroxène, le reste étant constitué d'amphiboles et d'agglomérats. La même composition est présente dans le niveau 444, avec une diminution du clinopyroxène à 10% et une légère augmentation des amphiboles. Dans la partie supérieure du profil Linderos, niveau 449, la proportion de clino- et orthopyroxènes est approximativement la même. Tous ces

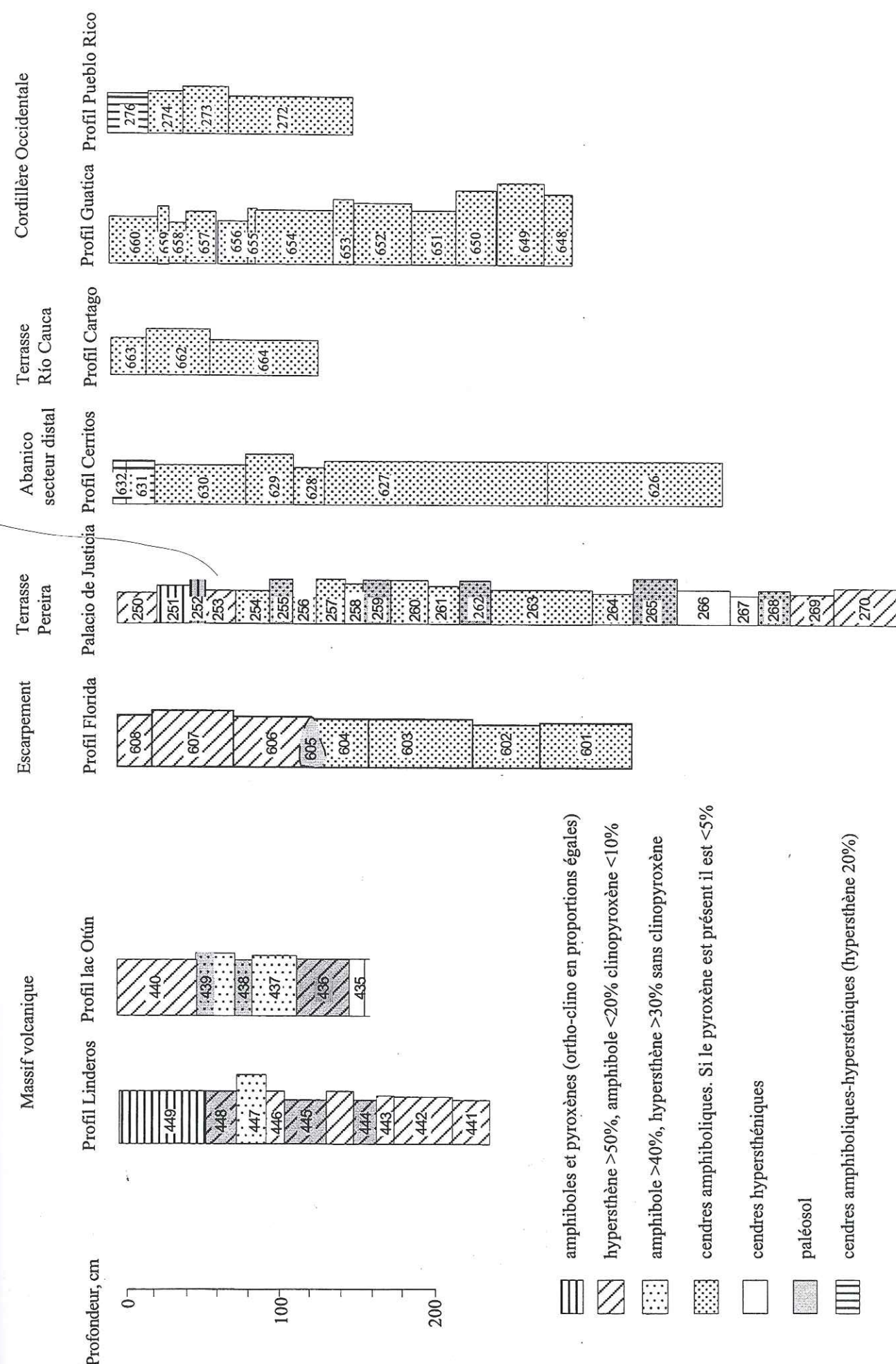


Figure 4-8: Composition des minéraux lourds dans quelques coupes stratigraphiques représentatives au long d'un transect entre le massif Ruíz-Tolima et le Río Cauca, dans le département de Risaralda.

niveaux, où l'on observe des variations dans la couleur, la texture, le degré d'humidité et d'altération, présentent cependant une certaine similitude du point de vue de leurs populations de minéraux lourds, marquée par l'importance des pyroxènes, souvent fracturés.

Dans la coupe du lac Otún (Figure 4-9), nous indiquons les niveaux pour lesquels la composition en minéraux lourds est similaire à celle observée à Linderos. Il existe néanmoins une différence dans le niveau de base du profil lac Otún, le 435, qui est composé essentiellement d'hypersthène et n'a pas d'équivalent dans les autres coupes de ce secteur.

4.3.2 Bassin de Florida

Les deux ensembles observés sur le terrain présentent des populations de minéraux lourds spécifiques. Les cinq échantillons de l'ensemble inférieur sont caractérisés par des cendres où domine l'amphibole, avec 80 à 90 % des minéraux lourds, l'hypersthène ne représentant plus que 10%. Par contre, dans les trois échantillons de l'ensemble supérieur, les pyroxènes représentent de 50 à 60% et les amphiboles de 18 à 40% de cette population de minéraux (Figure 4-8).

4.3.3 La terrasse de Pereira

Dans la terrasse de Pereira, 47 échantillons ont été analysés, provenant des quatre coupes de 1991. En raison de la similitude des résultats obtenus, nous ne donnons le diagramme de minéraux lourds que de la seule coupe du Palacio de Justicia (Figure 4-10). Ici, on distingue trois ensembles dans les populations de minéraux lourds. L'ensemble inférieur est à dominante pyroxénique, avec de 50 à 70% d'hypersthène. Intercalé dans cet ensemble inférieur on retrouve un niveau de cendres avec une concentration de plus de 30% de minéraux lourds. Un ensemble intermédiaire de cendres avec une concentration de plus de 80 à 90% d'amphiboles, représente la plus grande épaisseur de la séquence (environ 3 m). Cet ensemble est surmonté par quatre niveaux d'une épaisseur totale de 80 cm, pyroxénique-amphibolique, où l'hypersthène varie entre 30 et 40% et les amphiboles entre 30 et 60%. Les hypersthènes du niveau supérieur sont très différents de ceux du niveau inférieur. Alors que les premiers sont fracturés, avec des morphologies similaires à celles observées sur le lac

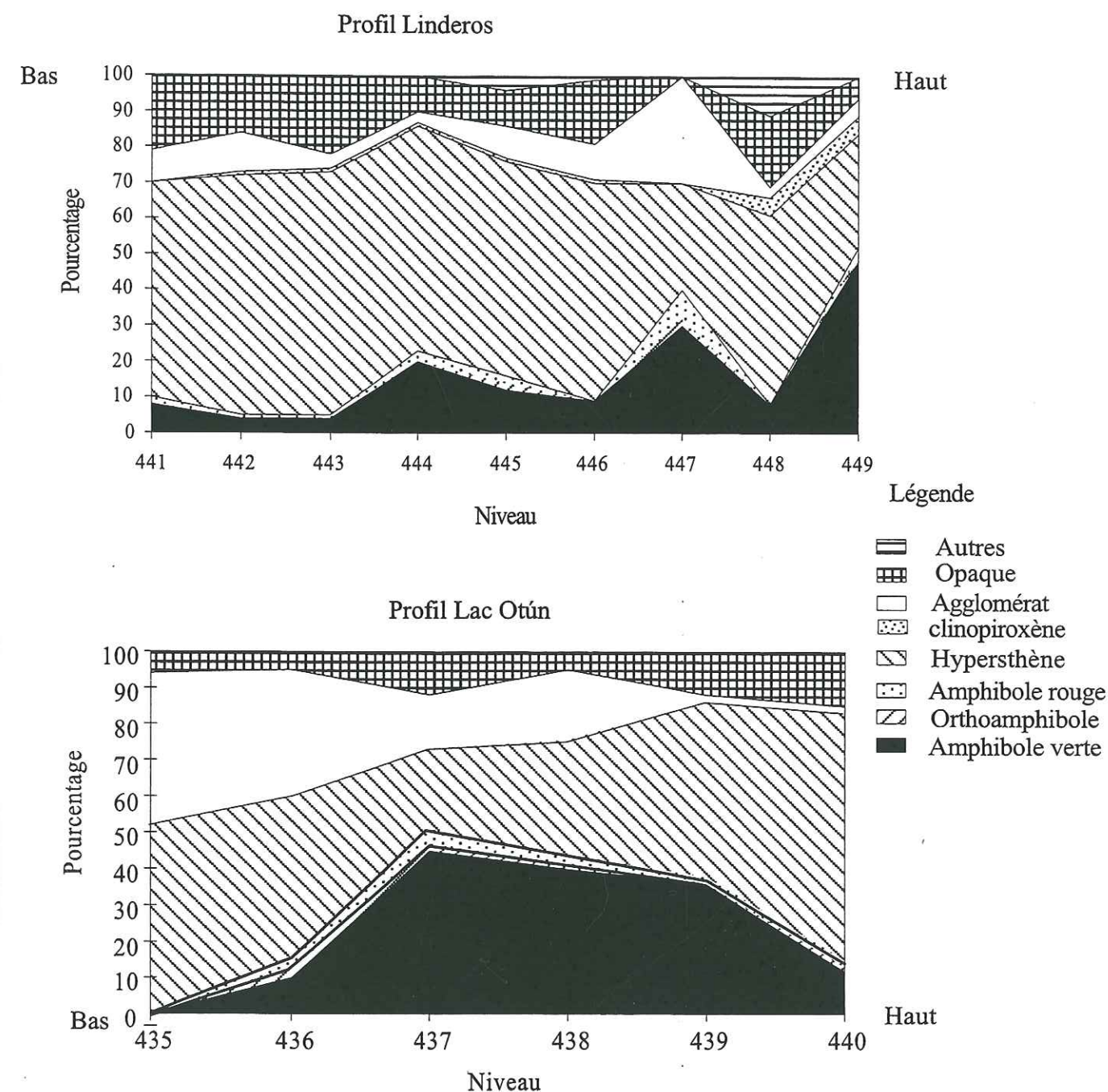


Figure 4-9: Variations avec la profondeur des populations de minéraux lourds des profils lac Otún et Linderos.

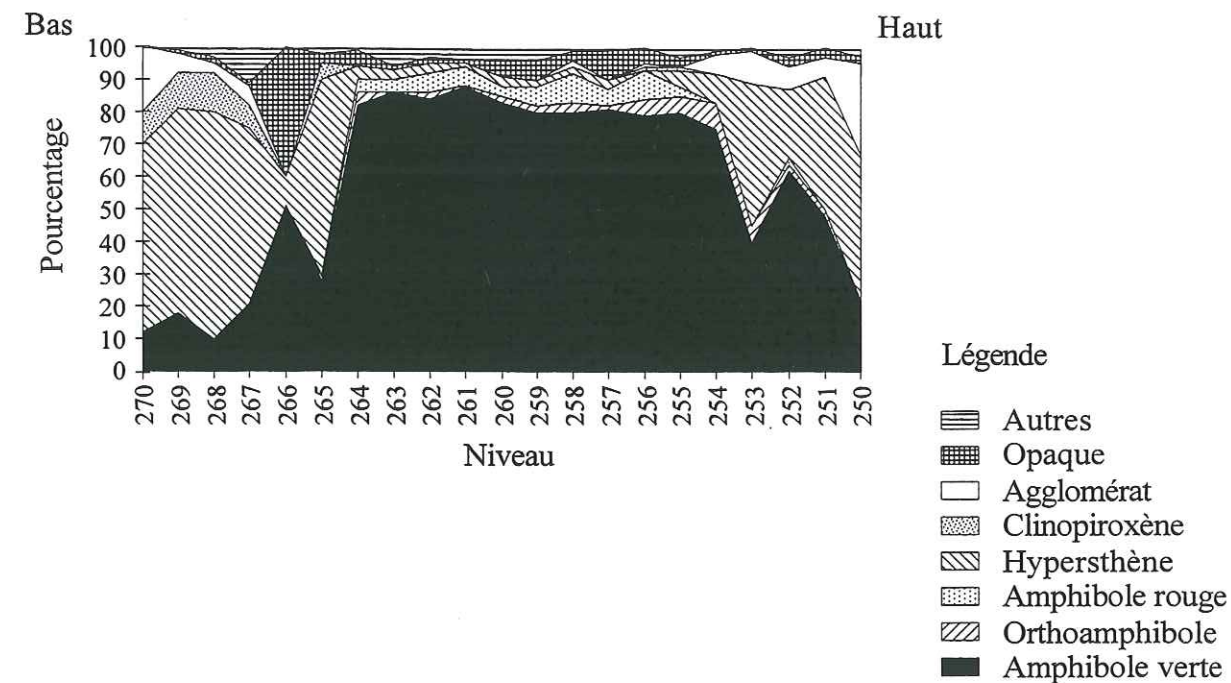


Figure 4-10: Variations avec la profondeur des populations de minéraux lourds dans le profil Pereira, palacio de justicia.

Otún, et partiellement entourés d'une pellicule vitreuse, les hypersthènes de l'ensemble basal sont euhédraux, sans verre associé.

Les paléosols ne se distinguent pas minéralogiquement des ensembles auxquels ils appartiennent.

4.3.4 La partie distale de l'abanico

Quatre coupes ont été étudiées dans ce secteur de l'abanico, où les minéraux lourds ont été déterminés sur 7 échantillons appartenant au profil Cerritos. Ces coupes présentent la même allure générale sur le terrain. Nous donnons la répartition des minéraux lourds du profil situé à 3,8 km de Cerritos. Les deux niveaux supérieurs, de couleur marron, sont composés de cendres à amphibole (>60%) et hypersthène (15-20%). Le reste de la séquence est très

homogène, avec plus de 80 à 90% d'amphiboles, avec de l'hypersthène subordonné. Localement, on observe des lentilles sableuses de couleur grise, vers à 1,5 m de profondeur.

4.3.5 Les cendres coiffant les dépôts alluviaux du Rio Cauca

De 1 m à 1,5 m d'épaisseur de cendres sont observés dans les deux coupes de ce secteur. Nous illustrons les observations typiques de la vallée du Cauca par le profil de la localité de Cartago. Dans les trois échantillons prélevés sur des cendres argileuses de couleur marron différemment compactées, la composition des minéraux lourds est homogène, essentiellement amphibolique (Figure 4-11).

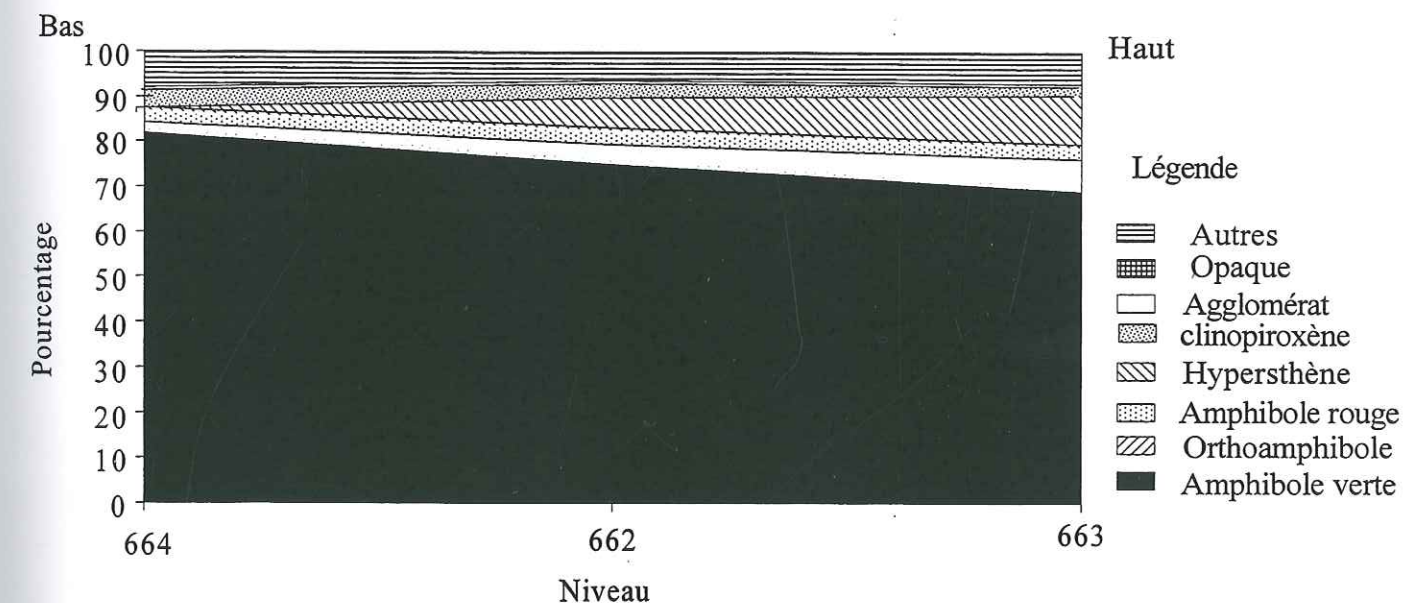


Figure 4-11: Variations avec la profondeur des populations de minéraux lourds dans le profil Cartago, palacio de justicia.

4.3.6 Les cendres de la Cordillère Occidentale

Des 32 échantillons analysés dans les cinq coupes échantillonnées de la Cordillère Occidentale, nous reprenons ici les résultats obtenus sur les coupes Guatica et Pueblo Rico. Dans les 13 échantillons analysés (Figure 4-12), l'amphibole est la composante principale des minéraux lourds. L'hypersthène, pratiquement absent à rare (<2%) dans les niveaux inférieurs, constitue environ 10% des cendres sur lesquelles se développe le sol actuel.

4.3.7 Conclusion sur les minéraux lourds

Bien que dans le détail de chaque coupe, on puisse relever des variations mesurables entre en particulier les fractions pyroxénique et amphibolique, on n'en relève pas moins une variation plus ou moins continue dans la composition des populations de minéraux lourds depuis le massif de Ruiz-Tolima jusqu'à la vallée du Cauca et au-delà vers l'ouest. Alors qu'à la bordure occidentale du massif, autour du lac Otun, les cendres peuvent être qualifiées de "pyroxéniques", elles sont essentiellement "amphiboliques" dans la vallée du Cauca et le flanc est de la Cordillère Occidentale.

Sur la terrasse de Pereira, on distingue trois ensembles de cendres. A la base, un ensemble inférieur pyroxénique, un ensemble intermédiaire essentiellement amphibolique, dans la plus grande partie de la séquence, surmonté d'un troisième ensemble à nouveau pyroxénique. Les similitudes morphologiques des pyroxènes de ce dernier ensemble avec ceux des cendres supérieures du lac Otun suggèrent qu'ils pourraient correspondre au(x) même(s) événement(s). Dans ce cas, la plupart des cendres de la terrasse de Pereira seraient plus anciennes que celles du lac Otun, soit anté-holocènes.

Il ne semble par contre pas possible de proposer des corrélations à distance entre niveaux de cendres à amphiboles sur la base de l'habitus des cristaux. C'est donc à d'autres techniques qu'il faudrait s'adresser pour une chronologie relative des cendres des autres secteurs étudiés par rapport à celles de Pereira et du lac Otun.

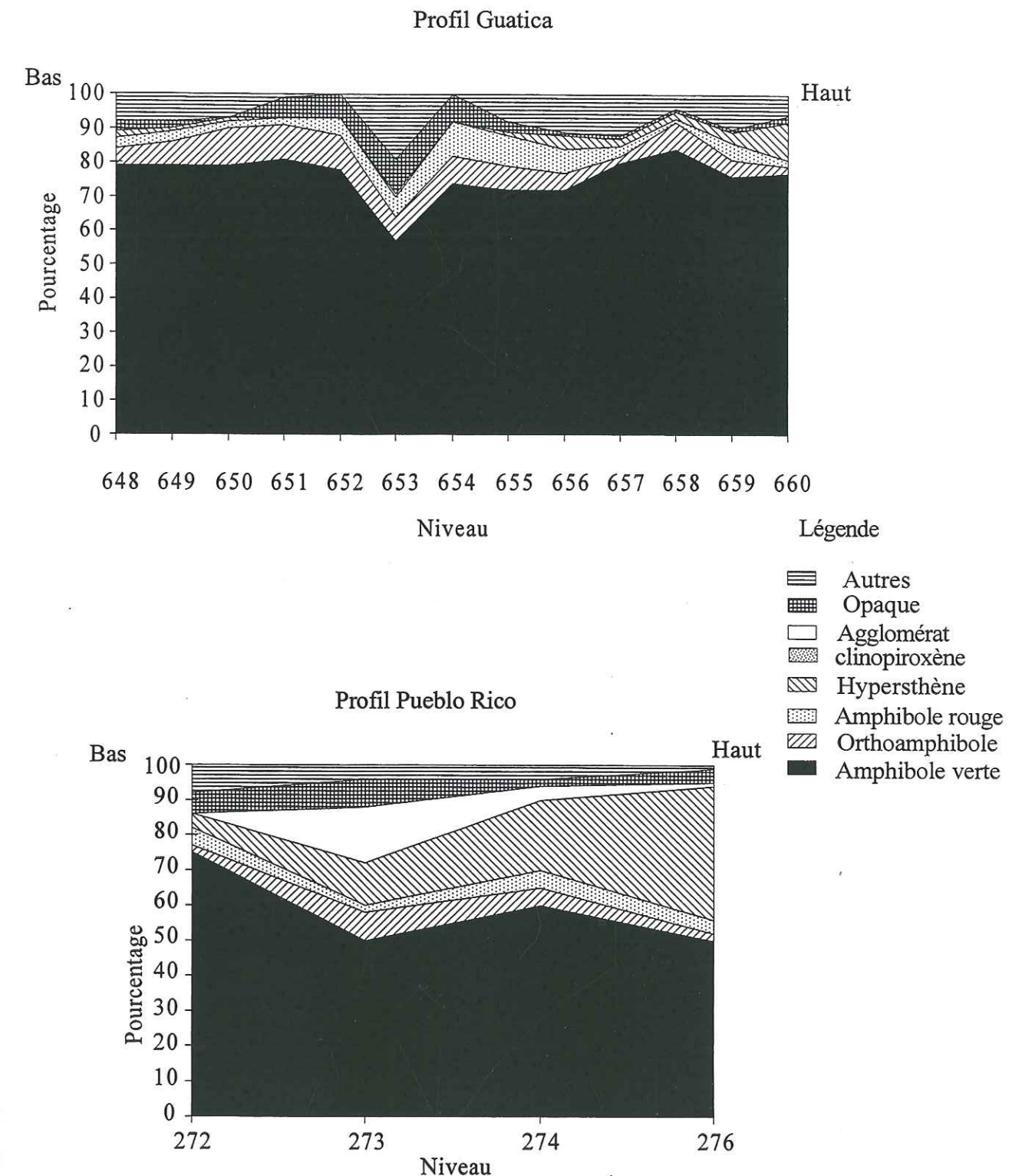


Figure 4-12: Variation avec la profondeur des populations de minéraux lourds dans les profils Guatica et Pueblo Rico, Cordillère Occidentale.

4.4 Résultats 2 : caractérisation géochimique des esquilles de verre.

Dans les coupes de la terrasse de Pereira, bien qu'une grande partie du matériel volcanique ait été transformée en argiles, il est encore possible, le plus souvent, de trouver des esquilles de verre non altérées. Dans tous ces niveaux, nous avons extrait au moins quelques esquilles de verre, dans le but de les caractériser géochimiquement. La rareté de ce matériel éliminant la possibilité d'analyses espace globales, toutes les mesures ont été effectuées à la microsonde électronique.

Nous avons travaillé sur la fraction granulométrique 75-150 μm , comme pour la détermination des minéraux lourds. Des 23 échantillons prélevés dans la coupe du viaduc, 14 se sont révélés renfermer des esquilles de verre ; des 21 échantillons de la coupe Palacio de Justicia, 15 se sont avérés contenir des esquilles.

Des esquilles de chacun de ces niveaux ont été montées sur des lames de verre et polies pour les observations au microscope polarisant et les mesures à la microsonde électronique. Elles présentent des variations de forme et d'homogénéité interne variables selon les échantillons. Ainsi, dans la coupe du viaduc, elles sont, selon les niveaux :

- vésiculaires, massives à microvésiculaires dans les niveaux 3110 et 3111,
- massives à microvésiculaires dans le 3112
- de morphologies variables, avec des microlites dans le 3113,
- microvésiculaires dans le 3114,
- vésiculaires dans le 3116,
- vésiculaires, avec de nombreux microlites dans le 3117,
- très vésiculaires, mais sans microlites dans le 3118 et le 3120,

- vésiculaires, dans le 3124,
- massives à vésiculaires, sans évidences optique d'altération dans le 3125,
- altérées dans le 3126,
- vésiculaires, sans altération optique visible dans les 3130 et 3131.

Dans certains de ces niveaux (3124, 3130, 3131) seules quelques esquilles ont pu être isolées.

Les esquilles de la coupe du Palacio de Justicia présentent le même spectre variationnel que celles du viaduc. Ainsi, l'observation microscopique révèle également que des microlites sont le plus souvent présents. Ils ne sont absents que dans celles des niveaux 250, 251, 254 et 261. Dans tous les niveaux, sauf le 261, les esquilles sont vésiculaires. Dans la Planche VI, nous présentons quelques esquilles caractéristiques de ces tephres.

Un essai de caractérisation chimique de ces esquilles par microsonde électronique a été réalisé en Colombie, à l'Institut Colombien des Pétroles. Toutefois, les 30 premières esquilles analysées ayant donné des résultats aberrants, le programme de mesures prévu a été stoppé. Quelques mesures ont cependant pu être réalisées ultérieurement avec la microsonde de l'Institut de Géologie de l'Université de Clermont-Ferrand, sur les esquilles de 12 niveaux de la coupe du Palacio de Justicia et 3 niveaux proches du sommet de la coupe du viaduc Pereira-Dosquebradas. Afin de s'assurer que les mesures seraient faites sur la partie vitreuse des esquilles, une cartographie préalable de ces dernières a été faite sur les préparations (sections polies de populations d'esquilles). Cependant, malgré cette précaution, sur les 119 analyses réalisées, 21 mesures proposent des compositions de type minéral (ferromagnésien, feldspaths). Par ailleurs 16 autres ont été rejetées parce qu'affichant de faibles balances stoechiométriques (<85%). Nous résumons dans le Tableau 4-2 les caractéristiques morphologiques de ces esquilles et le nombre de mesures réalisées. Les résultats analytiques présentés dans les tableaux de l'annexe C2 ne concernent donc que les 82 mesures correspondant bien à du verre volcanique.

Seules de une à six esquilles ont été analysées par niveau (Tableau 4-3). On observe que toutes sont hydratées, avec des teneurs en eau+volatiles comprises entre 2,4 et 9,6%. Lorsque l'abondance de microlites, de zones non altérées et la géométrie des esquilles le permettaient, des mesures ont été prises en deux ou trois points différents de chaque esquille.

Les esquilles apparaissent toutes, dans un diagramme triangulaire CaO-(Na₂O+K₂O)Al₂O₃, comme ayant une composition chimique de rhyolite peralumineuse. Dans un diagramme de type K₂O vs SiO₂ (Figure 4-13), elles se placent dans le domaine des suites calco-alkaline à calco-alkaline potassique. Lorsque dans un niveau, plusieurs esquilles ont été analysées, on peut observer soit une composition homogène, comme pour les six esquilles du niveau 258 de la coupe du Palacio de Justicia, soit une grande dispersion, comme pour les huit du niveau 253. Ce dernier cas pourrait tout aussi bien résulter d'un seul événement éruptif, ces variations reflétant alors l'inhomogénéité de la chambre magmatique, que du mélange par remaniement superficiel d'esquilles provenant de différentes éruptions. Par ailleurs, bien que seulement très peu d'esquilles aient été analysées par niveau, il apparaît qu'aucun d'entre eux ne se distingue nettement des autres par sa signature géochimique.

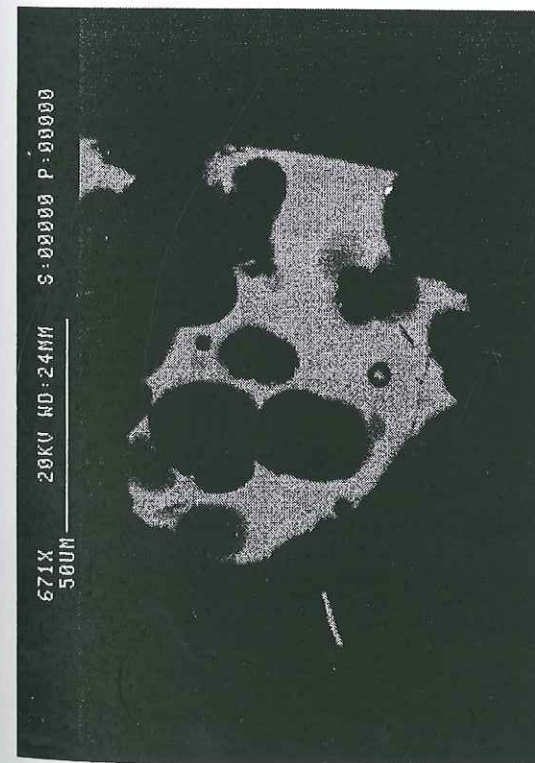


Photo 17: Vésicules elliptiques, avec centres d'altération du niveau 264.

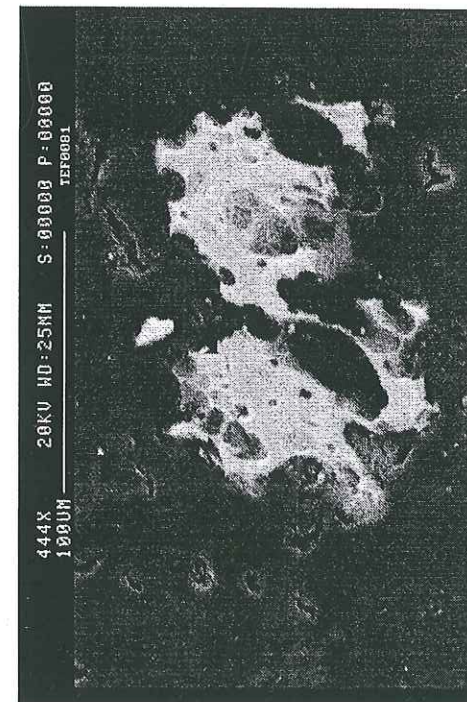


Photo 19: Esquille microvésiculaire avec centres d'altération du niveau 268.

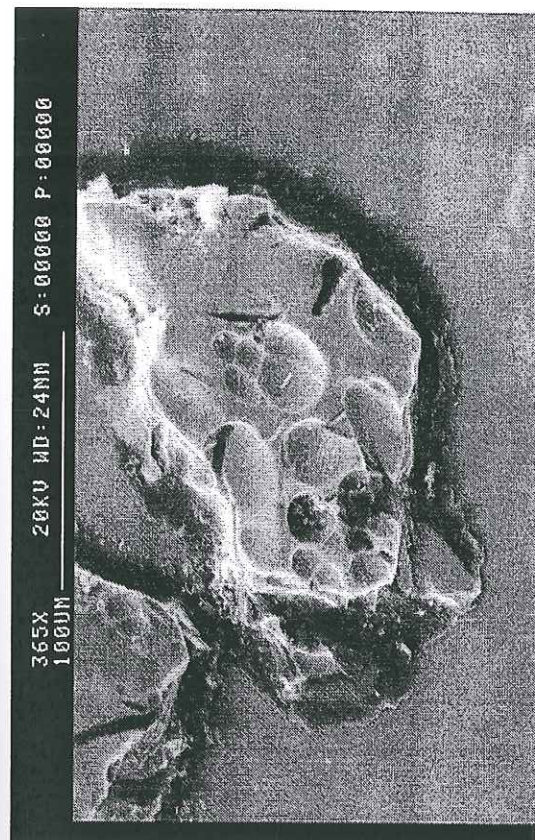


Photo 18: Esquille vésiculaire du niveau 254.

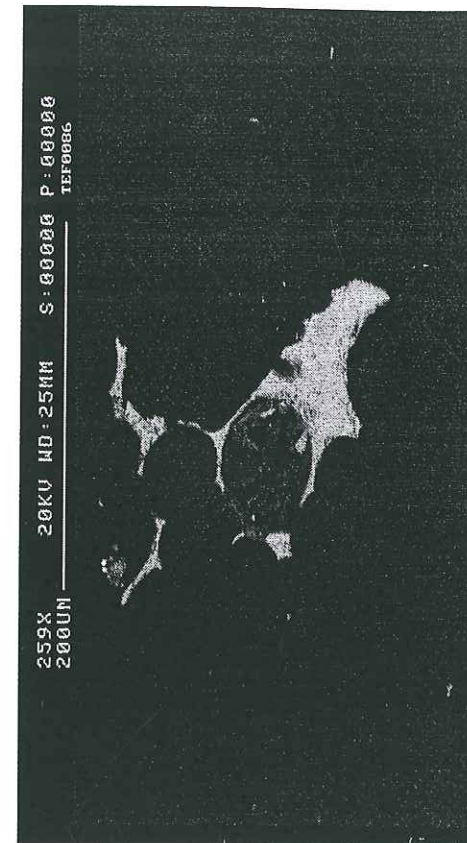


Photo 20: Esquilletres vésiculaire du niveau 258.

Niveau	Caractéristiques des esquilles au microscope pétrographique	A	B	C
250	Microvésiculaires, sans minéraux visibles	17	1	0
251	Peu vésiculaires, avec des zones arrondies altérées, argileuses dans le centre	17	4	0
252	Peu vésiculaires, mais microlites abondants de feldspaths et ferromagnésiens	16	5	4
253	Vésiculaires, avec microlites de feldspaths et ferromagnésiens	11	1	1
254	Vésiculaires, sans microlites visibles, ni centres d'altération	10	0	0
258	Très vésiculaires, avec phénocristaux de hornblende et plagioclase, mais sans microlites dans la phase vitreuse	9	1	0
259	Vésiculaires, avec microlites abondants	5	0	1
260	Altérées, vésiculaires, et minéraux abondants. Seules deux esquilles convenables pour la microsonde	3	1	0
261	Massives, avec altération argileuse au centre	9	1	1
264	Peu vésiculaires, fracturées. 3 esquilles non altérées seulement.	3	0	3
265	Idem 264	3	0	1
266	Vésiculaire, microlites abondantes, peu de secteurs vitreux	2	0	2
268	Microvésiculaires avec microlites et centres d'altération	6	0	1
269	Idem 266	2	0	2
270	Peu vésiculaires. Texture microporphiritique avec peu de facies vitreux	6	5	0
3110	De massives à vésiculaires, peu de microlites	3	0	0
3111	Vésiculaires, avec texture de flux marquées par l'orientation des microlites. Oxydes de fer	2	0	0
3112	Peu vésiculaires à vésiculaires, sans microlites	2	0	0

Tableau 4- 2 : Caractéristiques des esquilles des verres volcaniques du secteur de Pereira-Dosquebradas (coupes Palacio de Justicia et Dosquebradas) analysées à la microsonde électronique. Sur 119 points de mesure, 21 sont tombés sur des minéraux et 16 ont eu une balance stoechiométrique inférieure à 85%. A=Nombre de mesures B=Nombre des données qui correspondent à des minéraux C=Nombre de données qui correspondent à des esquilles très altérées avec >15% pour eau + volatiles.

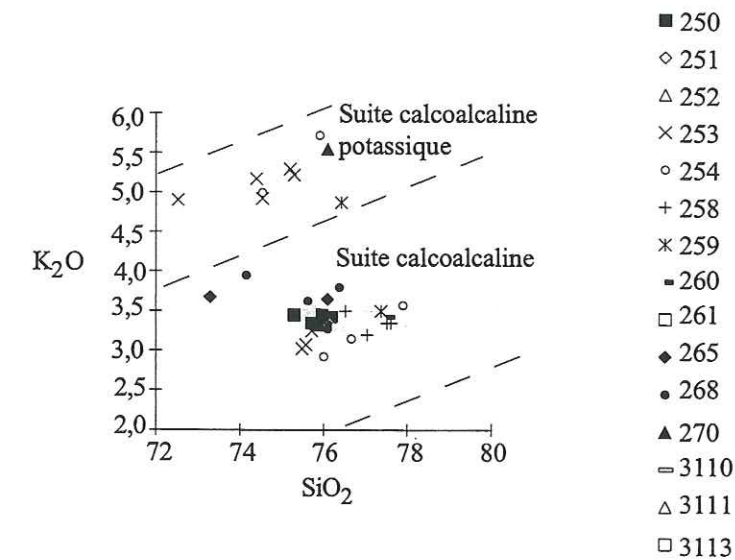


Figure 4-13: Diagramme SiO₂-K₂O pour les esquilles de verre des profils Pereira Palacio de Justicia et viaduc.

Il semble donc, malgré le très faible nombre de mesures disponibles, qu'une caractérisation géochimique des esquilles de verre des tephres de la terrasse de Pereira par microsonde électronique ne semble pas pouvoir caractériser de façon univoque un niveau stratigraphique donné. Par extension, il semble donc qu'il serait difficile d'utiliser cette approche pour tenter de dresser une stratigraphie relative des tephres supérieurs du département de Risaralda.

No. Echantillon	n	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	MnO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	H ₂ O
250	6	4,12 0,07	0,20 0,12	3,39 0,06	1,48 0,11	0,14 0,04	0,81 0,21	0,16 0,22	75,84 0,32	13,86 0,14	4,92 2,25
251	5	3,85 0,15	0,24 0,30	3,22 0,11	1,40 0,04	0,15 0,31	0,65 0,50	0,33 0,55	76,47 0,18	13,70 0,01	7,85 1,76
252	4	4,06 0,29	0,33 0,04	3,09 0,18	1,47 0,16	0,29 0,17	1,12 0,05	0,05 0,05	75,64 0,45	13,96 0,17	4,36 1,01
253	8	4,01 0,41	0,29 0,07	4,36 1,05	1,20 0,30	0,27 0,12	1,31 0,60	0,02 0,01	74,84 1,04	13,70 0,41	3,67 2,24
254	5	3,57 0,61	0,43 0,38	4,08 1,23	1,27 0,21	0,24 0,14	0,98 0,80	0,05 0,05	76,19 1,24	13,20 0,68	3,78 1,47
258	4	4,06 0,24	0,18 0,06	3,34 0,12	1,33 0,14	0,17 0,06	0,68 0,12	0,07 0,03	77,17 0,50	13,00 0,30	3,29 2,09
259	2	3,98 0,07	0,17 0,04	3,42 0,10	1,30 0,23	0,13 0,06	0,73 0,14	0,07 0,04	77,02 0,70	13,18 0,36	5,08 0,77
260	1	3,04	0,11	3,42	1,45	0,12	0,34	0,05	77,55	13,92	8,53
261	3	3,89 0,07	0,18 0,04	3,99 0,22	1,16 0,23	0,25 0,17	0,98 0,52	0,10 0,08	76,13 0,14	13,31 0,61	3,90 1,03
265	2	3,67 0,31	0,27 0,12	3,67 0,01	1,52 0,04	0,25 0,16	1,35 0,70	0,65 0,92	74,70 2,00	13,90 0,27	4,72 1,90
268	5	3,99 0,15	0,37 0,11	3,72 0,28	1,37 0,13	0,33 0,16	1,43 0,23	0,05 0,06	75,26 1,07	13,47 0,61	5,44 3,02
270	1	3,51	0,11	5,56	0,60	0,34	0,86	0,00	76,09	12,93	2,40
Dosquebradas											
3110	3	3,75 0,34	0,28 0,14	4,44 1,28	1,17 0,23	0,26 0,21	0,88 0,80	0,23 0,25	75,35 0,92	13,64 0,58	5,42 3,73
3111	2	3,47 1,19	0,25 0,21	3,36 0,03	1,43 0,10	0,16 0,02	0,28 0,40	0,01 0,01	77,18 1,15	13,87 0,32	4,95 3,87
3113	2	3,82 0,28	0,28 0,18	3,53 0,06	1,30 0,06	0,11 0,07	0,82 0,07	0,30 0,14	76,34 0,98	13,51 0,53	9,65 1,82

Tableau 4- 3 : Résultat des analyses à la microsonde électronique. La composition des esquilles a été recalculée sur une base de 0% d'eau. n/ nombre d'esquilles analysées.

4.5 Résultats 3: datations par ¹⁴C

De 1991 à 1997, ce sont au total 10 échantillons qui ont été collectés pour les datations par ¹⁴C. Cependant, seuls six d'entre eux ont été analysés. L'ensemble des datations ont été faites par Krueger enterprises Inc., Geochron Laboratories Division (Massachusetts, Etats-Unis). Trois d'entre elles ont été réalisées par la méthode conventionnelle (comptage radioactif), les autres par spectrométrie de masse à haute énergie (comptage d'ions). Cette technique a dû être appliquée pour la datation de trois des paléosols de la terrasse de Pereira pour lesquels peu de matière était disponible. Les résultats sont donnés dans le Tableau 4-4 (Figure 4-14).

Secteur Localité d'échantillonnage	Niveau, type d'échantillon	Méthode	Age ans BP	±	1σ
Lac Otún Coupe du lac	436, bois dans paléosol inférieur	Conventionnelle	8250	±	125
Terrasse de Pereira Coupe près du stade " " "	Paléosol I Fragments de bois dans le paléosol II Paléosol III	Comptages d'ions " "	14635 11670 10930	± ± ±	95 80 65
Abanico Route Pereira-Armenia	Bois dans tourbe infra-cendres supérieures	Conventionnelle	>42000		
Santa Rosa de Cabal Quebrada La Leona	Bois dans tourbe infra-cendres supérieures	Conventionnelle	>40000		

Tableau 4- 4 : Ages ¹⁴C des échantillons de matériel organique.

Lac Otun.- L'échantillon du lac Otun provient du paléosol inférieur de la base de la "coupe du lac". Son âge, de 8250±125 a BP, montre que la plus grande partie de ces tephras sont holocènes (Toro et Hermelin, 1992).

Secteur de Pereira.- C'est celui qui a livré le plus grand nombre d'échantillons datables par ¹⁴C. Des cinq datations par radiocarbone de ce secteur, trois correspondent à la datation de paléosols de la coupe située près du stade Pereira. En raison de la taille réduite des échantillons, ils ont tous trois été datés par comptages d'ions.

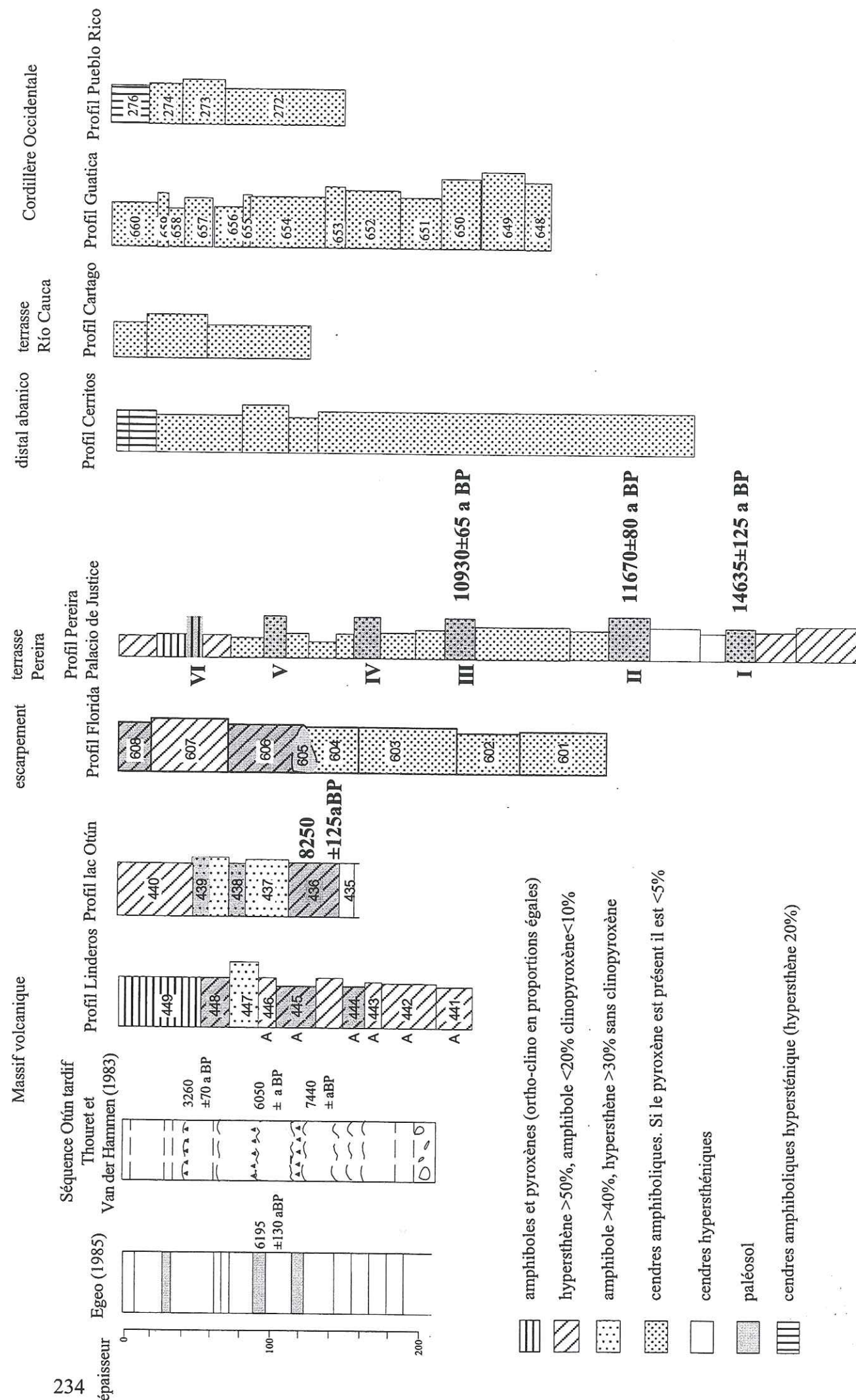


Figure 4-14: Résumé de l'information obtenue sur les coupes stratigraphiques au long d'un transect entre le massif Ruiz-Tólima et le Río Cauca, dans le département de Risaralda.

Les dates obtenues pour les trois paléosols sont cohérentes puisque le paléosol I, le plus ancien stratigraphiquement, présente un âge de 14635 ± 95 a BP, le paléosol II un âge de 11670 ± 80 a BP et enfin le III, plus récent, de 10930 ± 65 a BP. Les tephres supérieurs de la terrasse de Pereira seraient donc au moins en partie anté-holocènes.

Les deux autres datations n'apportent aucune précision sur l'âge maximum des tephres récents de la région. En effet, celle de la tourbe infra-tephras de la coupe prise sur la route Pereira-Armenia n'indique qu'un âge >42000 ans. De même, la tourbe infra-tephras de Santa Rosa de Cabal indique un âge >40000 ans (Toro et Hermelin, 1992).

4.6 Conclusion

Les tephres superficiels qui constituent la couverture des paysages du département de Risaralda ont été étudiés sur 23 coupes. Ces tephres sont tous très altérés, avec des proportions d'argile pouvant atteindre plus de 90% des constituants. Si dans le secteur du lac d'Otún, les tephres sont primaires, ailleurs à l'ouest, de l'apex du cône de Pereira à la Cordillère Occidentale, il s'agit de tephres remaniés.

La composition chimique (déterminée à la microsonde électronique) de quelques esquilles de verre des tephres de la terrasse de Pereira ne permet pas de différencier entre eux les 15 niveaux analysés. Cette première approche géochimique des tephres du cône de Pereira suggère qu'il serait très difficile d'établir des corrélations à distance entre affleurements des tephres "supérieurs", sur la base de leur composition, à moins peut-être que les esquilles de certains niveaux (niveau 250 de la coupe du Palacio de Justicia?) s'avèrent chimiquement très homogènes. De toutes façons, il faudrait alors procéder, par niveau, à la caractérisation chimique d'au moins 10 à 20 esquilles. Des mesures plus détaillées, comme par activation neutronique (jusqu'à environ 25 éléments analysés) ou en ICP-MS (près de quarante éléments) peuvent se concevoir, mais produiraient des effets de moyenne sur les niveaux de tephres remaniés (puisque menées sur 10 à 100 mg d'esquilles), dont la constance dans l'espace, étant donné la nature torrentielle des dépôts, se superposant éventuellement à des chutes directes de cendres, n'est pas garantie.

De même, les populations de minéraux lourds ne permettent en général pas de corrélation à distance. Dans un seul cas, celui des niveaux pyroxéniques supérieurs de la terrasse de Pereira et du lac Otún, une corrélation tentative a pu être établie, mais en tenant compte à la fois de la présence de pyroxènes et d'une morphologie particulière de ces minéraux (fractures, couverture de verre magmatique). Cette observation a permis de proposer que les tephres sous-jacents de la terrasse de Pereira soient plus anciens que ceux du lac Otún.

Cette proposition a été confortée par les résultats des datations par ^{14}C . Dans le secteur du lac Otún, l'âge des tephres "supérieurs" apparaissait comme holocène, inférieurs à 10-11 ka, puisqu'ils reposent sur des moraines estimées par Thouret et Van der Hammen (1983) de cet âge. Nous avons confirmé qu'il s'agissait en effet de tephres récents, puisque nous avons daté par ^{14}C le paléosol inférieur interstratifié vers la base de ces tephres à 8250 ± 125 aBP.

Cet âge impliquerait donc, si la corrélation minéralogique avec les tephres pyroxéniques superficiels de la terrasse de Pereira était correcte, que ces derniers soient eux aussi plus récents que 8250 ± 125 ans. Les datations ^{14}C des paléosols I à III de cette coupe, entre 14635 ± 125 a BP et 10930 ± 65 a BP impliquent qu'une partie très importante des 2 m d'épaisseur de cette coupe se soit déposée en environ 8000 ans.

L'âge des tephres les plus superficiels de cette terrasse n'a malheureusement pas pu être déterminé, de même que celui des tephres les plus superficiels des autres affleurements étudiés. Il serait pourtant important de les connaître afin de contribuer à l'évaluation des risques volcaniques encourus par les populations de la région.

CONCLUSION

Dans les deux régions de la Cordillère Centrale andine où nous avons travaillé, les tephres entrent pour une part d'importance variable dans les formations superficielles. Toujours, il s'agit de tephres remaniés, puisque présents dans des formations alluviales ou détritiques diverses. Deux ensembles se dégagent : des formations superficielles « anciennes », indurées, diaclasées et faillées, surmontées par des unités de « tephres supérieurs ». Dans le département d'Antioquia, la séparation entre ces deux ensembles est marquée par un niveau détritique grossier, la « stone line ». Si les populations de minéraux lourds permettent, dans certains cas, des corrélations stratigraphiques, il n'en est pas de même de la composition chimique (éléments majeurs déterminés à la microsonde électronique) des esquilles de verre volcaniques, là où elles ont échappé à l'altération, c'est à dire uniquement dans les tephres supérieurs.

*

* *

Dans le département d'Antioquia, les formations superficielles anciennes n'ont pu se déposer, si l'on tient compte des tephres qu'elles renferment, qu'il y a tout au plus 2 à 3 millions d'années. Ces formations reposent sur un saprolite développé aux dépens de roches plutoniques ou métamorphiques d'âge crétacé au minimum. L'absence de sédiments post-crétacés, sauf dans le secteur nord-ouest de l'altiplano, entre le socle cristallin et les sédiments volcano-détritiques qui le surmontent, suggère que les formations superficielles se soient déposées après une période érosive. Celle-ci pourrait être liée au soulèvement de la Cordillère Centrale durant le Pliocène. La présence de bauxites et de latérites sur le saprolite du secteur nord-ouest, d'altitude actuellement plus élevée, témoignerait de la survivance de sédiments pré-soulèvement, et donc de composantes verticales différentielles par tectonique de blocs dans l'altiplano.

Les datations par traces de fission permettent de situer la formation de la vallée d'Aburra, avec pratiquement sa profondeur actuelle, dans l'intervalle 3,1-2,5. Ma et celle de la stone line vers 0,35-0,44 Ma. Les paléolacs de l'altiplano antioqueño antérieurs à la stone line pourraient s'être formés au Pliocène supérieur, vers 2,4-2,1. Ma. Les tephres supérieurs, qui

reposent sur la stone line, se seraient déposés il y a moins de 0,35 Ma, les plus récents, ceux de « l'unité volcanique supérieure », datés par ^{14}C , se situant vers 20-30 ka.

Les âges des tephres des zircons volcaniques d'Antioquia sont compris entre 6,1 Ma et l'actuel. Cette gamme d'âges recoupe assez bien la période d'activité du massif volcanique le plus proche (environ 80 km de la limite sud de notre échantillonnage), celui du Ruiz-Tolima, d'après les datations de matériels volcaniques de ce massif et de son environnement immédiat. Par ailleurs, la géochimie des tephres d'Antioquia et celle du Ruiz-Tolima sont du même type. Cela conduit à proposer que les tephres d'Antioquia pourraient provenir en totalité de ce massif. Il n'est cependant pas exclu que des sources plus lointaines (dans le sud colombien?) aient pu contribuer pour partie aux tephres d'Antioquia.

Dans les formations datées par TF, des zircons du socle étaient souvent présents. Alors qu'ils représentent 100% des grains étudiés par traces de fission dans le saprolite ou des sédiments tertiaires, ils sont souvent très minoritaires dans les sédiments alluviaux. Leurs âges TF, essentiellement du Crétacé supérieur à l'Eocène, sont des âges de refroidissement consécutifs aux mises en place d'intrusions et au métamorphisme associé dans le socle paléozoïque. Des âges TF jurassiques dans les zircons d'un échantillon témoignent d'une absence de réchauffement, localement, du socle paléozoïque.

Enfin, dans le sud du département d'Antioquia, quelques cristaux de zircons présentent des âges TF intermédiaires, entre environ 10 et 20 Ma, dont l'origine pourrait être locale, des intrusions tertiaires (encore mal datées) étant connues à proximité.

*

* *

Dans l'abanico (cône) de Pereira, vaste cône d'épandage situé sur le flanc ouest de la Cordillère Centrale, au pied du Ruiz-Tolima, nous avons travaillé uniquement sur les tephres supérieurs, le long d'un profil est-ouest prolongé jusque sur la Cordillère Centrale. Sauf exception, (dans la terrasse de Pereira, sur l'abanico et secteur du lac Otun, à la marge ouest du massif du Ruiz-Tolima), il n'est en général pas possible, en utilisant les populations de

minéraux lourds ou la composition chimique des esquilles de tephres, d'établir de corrélations stratigraphiques.

Les traces de fission sont pratiquement absentes des zircons de l'abanico, ce qui suggère que les tephres supérieurs de ce cône sont très récents. Une recherche systématique d'échantillons pour la datation par ^{14}C s'est révélée relativement peu fructueuse. Cependant, les quelques mesures effectuées révèlent des âges plus récents que dans le département d'Antioquia, puisque compris entre 8 et 15 ka.

*

* *

Les deux régions d'étude avaient été choisies en fonction de leur densité de population et des risques naturels potentiels.

Ainsi, en Antioquia, la ville de Medellin, seconde ville de Colombie, de plus d'un million d'habitants, serait bâtie dans une vallée d'origine tectonique. Les datations de tephres suggèrent que pour l'essentiel, le creusement de cette vallée aurait été acquis il y a plus de 2,7 Ma, et que si des apports de cendres volcaniques sont toujours à craindre, les plus récents, présents seulement dans quelques dizaines de cm sous la surface des sols actuels, ont été datés à 20-30 ka. Par ailleurs, les datations par TF ont permis d'encadrer l'âge d'un horizon stratigraphique-repère quaternaire de l'altiplano, sans doute d'origine climatique (Hermelin, 1993), la stone line. Elles ont aussi montré qu'il était sans doute possible de dater des paléolacs, donc de situer dans le temps des séquences paléoclimatiques étudiées à partir des pollens renfermés dans les sédiments lacustres (voir par exemple Wijninga, *et al.* 1996a et b). Nous avons d'ailleurs commencé un programme de ce type à partir d'échantillons de sondages dans le plateau de Bogota, sous la coordination de Thomas Van der Hammen et Sergio Gaviria (INGEOMINAS). Enfin, les formations volcano-sédimentaires s'avèrent aussi contenir des informations sur l'histoire thermique du bâti de la Cordillère Centrale, par la datation des zircons de socle qu'elles renferment.

Dans le cône de Pereira, où la ville du même nom est peuplée d'un demi-million d'habitants, et qui comporte de nombreuses autres agglomérations, la proximité du massif de

Ruiz-Tolima se fait davantage sentir. Les tephres supérieurs sont à la fois plus épais et plus récents. Pour la terrasse de Pereira (à environ 25 km à l'ouest du Ruiz-Tolima), sur laquelle la ville est construite, ces tephres supérieurs seraient d'âges inférieurs à 15 ka. Les plus récents que nous ayons datés, à 8 ka, ne sont encore qu'à 2 m sous la surface actuelle. Il est donc certain que dans ce secteur, des tephres très récents et abondants peuvent être présents. La menace volcanique, due à la proximité du volcan, apparaît beaucoup plus marquée que dans le département d'Antioquia.

Les résultats apportés dans ce travail ne constituent qu'une première approche de la tephrochronologie des tephres de la Colombie Centrale. Dans les régions étudiées, une cartographie plus complète des dépôts volcano-sédimentaires reste à établir, leur datation à être précisée. D'autres régions en sont encore, de ces points de vue, à être explorées. Néanmoins, cette première approche aura en particulier montré que la datation par traces de fission est capable d'apporter des informations non seulement sur l'âge des éruptions représentées dans les tephres, mais encore de participer à la datation d'événements tectoniques et environnementaux divers.

Références

- Aspden, J.A. et McCourt, W.J., 1986. Mesozoic oceanic terrane in the Central Andes of Colombie, *Geology*, **14** : 415-418.
- Aspden, J.A., McCourt, W.J. et Brook, M., 1987. Geometrical of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia, *J. Geol. Soc. London*, **144** : 893-905.
- Bellot-Gurlet, L., 1998. Caractérisation par analyse élémentaire (PIXE et ICP-MS/-AES) d'un verre naturel : l'obsidienne. Application à l'étude de provenance d'objets archéologiques, *These Université Joseph Fourier, Grenoble*, 289p.
- Bogard, P.V. et Schirnick, C., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe ages of Bishop Tuff quartz phenocrysts substantiate long-lived silicic magma chamber at Long Valley, United States, *Geology*, **23** : 759-762.
- Bonin, B., 1995. Pétrologie endogène, *Dunod*, Paris, 336p.
- Botero, G., 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia, *Anales Facc. Minas*, **57** : 101p.
- Brandon, M. T., 1992. Decomposition of fission-track grain-age distribution, *Am. J. Sci.*, **292** : 535-564.
- Brandon, M.T., 1995. Programme ZetaAge, v. 4.4 (Communication pers. à Gérard Poupeau).
- Brandon, M.T., 1996. Probability density plot for fission-track grain-ages samples, *Radiation Measurements*, **26** : 663-676.
- Butler, J.W., 1942. Geology of the Honda district, Colombia, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **26** : 793-837.
- Calvache, M.L., 1987. Depósitos piroclásticos asociados a la erupción del 13 de Noviembre de 1985 en el Nevado del Ruíz, Colombia, *Revista CIAF*, **11** : 94-114.
- Calvache, M.L., 1990. Pyroclastic deposits of the November 13, 1985 eruption of Nevado del Ruíz volcano, Colombia, *J. Volcanology and Geothermal Res.*, **41** : 67-78.
- Carbonnel, J.-P. et Poupeau, G., 1969. Premiers éléments de datation absolue par traces de fission des basaltes de l'Indochine Meridionale, *Earth Planet. Sci. Letters*, **6** : 26-30.
- Cepeda, H., Murcia, L.A., Nuñez, A. et Parra, E., 1987. Mapa preliminar de amenaza volcanica en Colombia Escala 1:3000000, *Revista CIAF*, **11** : 179-188.
- CHEC (Central Hidroelectrica de Caldas), 1983. Investigación geotérmica, Macizo Volcánico del Ruíz: Fase II, 3, 194p.

- Cuadros, M., Hermelin, M., Marin, W., Toro, G. et Vélazquez, A., 1981. Evidencias de actividad neotectónica al sur del vallé de Aburrá, *Resúmenes IV Congreso colombiano de Geología*.
- Cuellar, J. et Ramirez, C., 1987. Descripción de los volcanes colombianos, *Revista CIAF*, **11** : 189-222.
- Dorighel O., Poupeau G., Bellot-Gurlet L. et Labrin E., 1997. Fission track dating and provenience of archaeological obsidian artefacts in Colombia and Ecuador, dans : "Advances in Fission Track Dating", Eds. P. Van den Haute et F. De Corte, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 313-324.
- Durango, J.R., 1975. Terrazas del valle del Ríonegro y sus afluentes : *Tesis Facultad de Minas, U. Nacional*, 59 p.
- Durrani, S.A. et Bull, R.K., 1985. Solid state nuclear track detection, *Pergamon Press*, 304 p.
- Feininger, T., Barrero, D. et Castro, N., 1970. Geología de Antioquia y Caldas (sub-zona II-B), *Bol. Geol. INGEOMINAS*, **20** : 173 p.
- Fernandez, F. et Santa, N., 1964. Estudio general de suelos del oriente antioqueño, *Publ. LG-4 del departamento agrologico del Instituto Geografico Agustin Codazzi*, 93p.
- Fischer, R. et Schmincke, H., 1984. Pyroclastic rocks, *Springer Verlag, Berlin*, 465p.
- Fleischer, R.L. et Price, P.B., 1964a. Fission-Tracks ages of zircons, *J. Geophys. Res.*, **69** : 4885-4888.
- Fleischer, R.L., et Price, P.B., 1964b. Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragments tracks, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28** : 1705-1714.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. et Walker, R.M., 1965a. Effects of temperature, pressure, and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses, *J. Geophys. Res.*, **70** : 1497-1502.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. et Walker, R.M., 1965b. Ion Explosion Spike Mechanism for the formation of charged-particle tracks in solids, *J. Appl. Phys.*, **6** : 3645-3652.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. et Walker, R.M., 1975. Nuclear tracks in solids: Principles and applications, *University of California Press*, 604 p.
- Fleischer, R.L. et Hart, H.R., Jr., 1972. Fission track dating: Techniques and Problems. In: Bishop, W.W. et Miller, J.A. (eds), Calibration of Hominoid Evolution, *Scottish Academic Press, Edinburg*, 135- 170.
- Floréz, M.T., 1987. Litoestratigrafía y pedogenesis de las tefras de Sonsón, La Unión y San Diego : *Tesis Facultad de Minas, U. Nacional, Medellín*, 260 p.

- Florez, M.T. et Parra, L.N., 1992. Características texturales en los componentes de las tefras del norte de la Cordillera Central, *Bol. Cien. de la Tierra*, **11** : 81-104.
- Fölster, H., Hetsch, W. et Schrimpf, E., 1977. Late Quaternary paleosols in the Western and Central Cordilleras of Colombia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Papaeoecology*, **21** : 245-264.
- Fölster, H. et Hetsch, W., 1978. Paleosol sequences in the Eastern Cordillera of Colombia, *Quaternary Research*, **9** : 238-248.
- Folster, H., 1981. Vegetation-Climatic relation of cold-phase paleosols in the Colombian Andes, *Revista CIAF*, **6(1-3)** : 193-199.
- Froggatt, P.C., 1983. Toward a comprehensive upper quaternary tephra and ignimbrite stratigraphy in New Zealand using electron microprobe analysis of glass shards, *Quaternary Research*, **19** : 188-200.
- Galbraith, R.F., 1981. On statistical models for fission track counts, *Mathematical Geology*, **13** : 471-478.
- Galbraith, R.F., 1988. Graphical Display of Estimates Having Differing Standard Errors, *Technometrics*, **30** : 488-491.
- Galbraith, R.F., 1989. The radial plot: graphical assessment of spreads in ages, *Int. J. Radiat. Appl. Instrum. Part D.*, **17** : 207-214.
- Galbraith, R.F. et Green, P.F., 1990. Estimating the component ages in a Finite Mixture, *Int J. Radiat. Appl. Instrum. part D.*, **17** : 197-206.
- Galbraith, R.F. et Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **21** : 459-470.
- Ganseccki, C.A.; Mahood, G.A. et McWilliams, M., 1998. New ages for the climatic eruptions at Yellowstone: Single-Crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating identifies contamination, *Geology*, **26** : 343-346.
- Ganzawa, Y., 1983. Geometry factor in fission track dating, *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*, **20** : 195-202.
- Gleadow, A.J.W., Hurford, A.J. et Quaife, R.D., 1976. Fission track dating of zircon: improved etching techniques, *Earth Planet. Sci. Letters*, **33** : 273-276.
- Gleadow, A.J.W. et Lovering, J.F., 1977. Geometry factor for external detectors in fission track dating, *Nuclear Track Detection*, **1** : 99-106.
- González, H., 1993. Variaciones mineralógicas y químicas relacionadas con la zona de cizalladura de cristales, batolito antioqueño, Cordillera Central, Colombia, *Revista INGEOMINAS*, **2** : 84-93.

- Gourgaud, A. et Thouret, J.C., 1990. Magma mixing and petrogenesis of the 13 November 1985 eruptive products at Nevado del Ruíz (Colombia),
- Green, P.F., 1981. A new look at statistics in fission-track dating, *Nucl. Tracks*, **5** : 77-86.
- Green P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R. et Laslett, G.M., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 1-A qualitative description, *Chemical Geology (Isotope Geosci. Sect.)*, **80** : 171-178.
- Guillet, B. et Faivre, P., 1981. Tiempo promedio de residencia de la materia orgánica en suelos de Cundinamarca (Valle de Guasca-Guacativita) según análisis por el método ^{14}C , *Revista CIAF*, **6(1-3)** : 215-221.
- Hall, et al, 1972. Mapa Geológico de Antioquia, sector de Yarumal, escala 1:100.000.
- Hall, M.L. et Wood, C.A., 1985. Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes, *Geology*, **13** : 203-207.
- Helmes, K., Andriessen, P.A.M. et Riezebos, P.A., 1990. Absolute chronology in Helmes, K., Neogene-Quaternary geology of the high plain of Bogotá (Eastern Cordillera, Colombia), *PhD thesis, University of Amsterdam* : 133-141.
- Helmens, K., Barendregt, R.W., Enkin, R.J., Baker, J. et Andriessen P.A.M., 1997. Magnetic polarity and fission-track chronology of a late pliocene-pleistocene paleoclimatic proxy record in the tropical Andes, *Quaternary research*, **48** : 15-28.
- Herd, D., 1982. Glacial and volcanic geology of the Ruiz-Tolima volcanic complex Cordillera Central, Colombia, *P. Geol. Esp. INGEOMINAS*, **8** : 48 p.
- Hermelin, M., 1973. Depósitos y actividad volcánica cuaternaria en el norte de la Cordillera Central-revisión de literatura, *Suelos Ecuatoriales*, **5** : 43-60.
- Hermelin, M., 1977. Estudio geomorfológico del valle de Aburrá y del oriente cercano, *informe planeación urbana, Medellín*.
- Hermelin, M., 1983. El origen del valle de Aburrá : evolución de las ideas, *Bolentin de Ciencias de la Tierra, U. Nacional*, **7-8** : 47-65.
- Hermelin, M., 1984. El estudio de las cenizas volcánicas en el Departamento de antioquia, Medellín, *Revista Dyna*, **103** : 53-58.
- Hermelin, M., 1992. Los suelos del oriente antioqueño, un recurso no renovable, *Bull. Inst. fr. études andines*, **21** : 25-36.
- Hermelin, M., 1993. Stone line in antioquia, *Quaternary of South America and Antartic Peninsula*, **8** :
- Hurford, A. J. et Green, P.F., 1982. A user's guide to fission track dating calibration, *Earth Planet. Sci. Letters*, **59** : 343-354.

- Hurford, A. et Green, P.F., 1983. The zeta calibration of fission-track dating, *Isotope Geoscience*, **1** : 285-317.
- Hurford, A., Fitch, F.J. et Clarke, A., 1984. Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating, *Geol. Mag.*, **121** : 269-396.
- Hurford, A.J. et Hammerschmidt, K., 1985. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon Tuffs: Calibration ages for fission-Tracks dating standards, *Chem. Geol.*, **58** : 23-32.
- Hurford, A.J. et Watkins, R.T., 1987. Fission-track age of the tuff of the Buluk Member, Bakata Formation, Northern Kenya: A suitable fission-track age standard, *Chem. Geol.*, **66** : 209-216.
- Hurford, A.J., 1990. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by fission track working group of the I.U.G.S. Subcommittee on geochronology, *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Section)*, **80** : 171-178.
- INGEOMINAS, 1988. Mapa geológico de Colombia, escala 1:1500000.
- INGEOMINAS-CARDER, 1994. Mapa preliminar de amenaza volcanica potencial complejo de domos de Santa Isabel, *INGEOMINAS*, **3** : 1-28.
- Irving, E., 1971. La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia, *Bol. INGEOMINAS*, **XIX** : 1-90.
- James, M.E., 1982. Rasgos superficiales y datos geomorfológicos que favorecen un origen tectónico para el valle de Aburrá, *Resúmenes IV Congreso Colombiano de Geología*.
- Jaramillo, J.M., 1976. Volcanic rocks of the Cauca Valley, Colombia (MA Thesis) Rice University, Houston.
- Jaramillo, J.M., 1978. Determinación de edades de algunas rocas de la Cordillera Central de Colombia por el método de huellas de fisión, *resúmenes II Congreso Colombiano de Geología*.
- Jungerius, P. D., 1975. The properties of volcanic ash soils in dry parts of the Colombian Andes and their relation to soil erodibility, *Catena*, **2** : 69-80.
- Klepeis, K.A. et Austin, J.A., 1997. Contrasting styles of superposed deformation in the southernmost Andes, *Tectonics*, **16** : 755-776.
- Kuhry, P., 1984. A paleobotanical and palynological study of holocene peat from the El Bosque mire, located in a volcanic area of the Cordillera Central of Colombia, *Review of Paleobotany and Palynology*, **55** : 34 p.
- Lelarge, M.L., 1993. Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (Dome de Ponta Grossa, SE Bresil) et au sein d'une chaîne de collision (zone externe de l'Arc Alpin, France), *Thèse Université Joseph Fourier-Grenoble I*, 259 p.

- López, J.E., 1972. Estudio de los depósitos de La Unión, *Tesis de grado, Facultad de Minas, U. Nacional, Medellín*.
- Lowe, D.J., 1988. Stratigraphy, age, composition and correlation of late Quaternary tephra interbedded with organic sediments in Waikato Lakes, North Island, New Zealand, *New Zealand journal of geology and geophysics*, **31** : 125-163.
- Marriner et Millward, 1984. The petrology and geochemistry of Cretaceous to recent volcanism in Colombia: The magmatic history of an accretionary plate margin, *J. Geol. Soc. London*, **141** : 473-486.
- Masumoto, S., 1992. Etching characteristics of zircon in fission track dating, *J. Geosci.*, **35** : 13-31.
- Mégard, F., 1987. Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean basin, in: Monger, J.W.H. et Francheteau (eds), *Geodynamic series*, **18** : 71-95.
- Mejía, G., 1966. Identification of clay minerals in certain soils of Colombia, *Ph.D. Thesis, Purdue University*, 114 p.
- Monsalve, M.L. et Núñez, A., 1992. El Volcán Cerro Bravo Geología y amenaza volcánica, *INGEOMINAS*, **1** : 2-9.
- Murcia, A., 1982. El vulcanismo Plio-Quaternario de Colombia: Depósitos piroclásticos y mediciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y ^{18}O en lavas de los volcanes Galeras, Puracé y Nevado del Ruiz, *Publ. Geol. Esp. INGEOMINAS*, **10** : 1-17.
- Murcia, A. 1987. Vulcanismo activo y terremotos asociados a megafallamiento en el SW de Colombia, *Revista CIAF*, **11** : 161-178.
- Naeser, C.W., Izett, G.A. et Wilcox, R.E., 1973. Zircon fission-track ages of Pearlette family ash beds in Meads County, Kansas, *Geology*, : 187-189.
- Ortega, D., 1992. Tefraestratigrafía del sector de Santa Rosa de Cabal, *Proyecto de grado U. EAFIT, Medellín*, 169p.
- Page, W.D., 1980. Guía de excursion Ríonegro- Santa Fé de Antioquia, *Primer seminario sobre el Cuaternario de Colombia*
- Page, W.D. et James, M.E., 1981. The antiquity of the erosion surfaces and late cenozoic deposits near Medellín, Colombia, *Revista CIAF*, **6** : 421-454.
- Page, W.D., 1986. Geología sísmica y sismicidad del noroeste de Colombia, *Report ISA-Integral-Woodward-Clyde consultants*, 156p.
- Paucar, C. et Saenz, E., 1996. Evolución térmica del batolito antioqueño, *Trabajo de grado U.N.*, 73p.
- Pickford, M., Senut, B., Poupeau, G., Brown, F. et Haileab, B., 1991. Correlation of tephra layers from the western rift valley (Uganda) to the Turkana Basin (Ethiopia/Kenya) and the Gulf of Aden, *C.R. Acad. Sci.*, **313** : 223-229.
- Price, P.B. et Walker, R.M., 1962. Chemical etching of charged-particle tracks in solids, *J. Appl. Phys.*, **33** : 3407-3412.
- Price, P.B. et Walker, R.M., 1963a. Fossil Tracks of charged particles in Mica and Age of minerals, *J. Geophys. Res.*, **686** : 4847-4862.
- Price, P.B. et Walker, R.M., 1963b. A simple method of measuring low uranium concentrations in natural crystals, *Appl. Phys. Letters*, **2** : 23-25.
- Restrepo, J.J., Toussaint, J.F. & González, H., 1981. Edades Mio-Pliocenas del magmatismo asociado a la Formación Combia, Departamento de Antioquia y Caldas, Colombia. *Geología Norandina*, Santafé de Bogotá, **3** : 21-26.
- Restrepo, J.J. et Toussaint, J.F., 1984. Unidades litológicas de los alrededores de Medellín, *Memorias I Conferencia sobre riesgos geológicos del valle de Aburrá*, 15p.
- Restrepo, J.J. et Toussaint, J.F., 1987. El grupo Ayurá-Montebello : tiene todavía validez estratigráfica?, *Memorias Primer seminario Gerardo Botero Arango* : 167-173.
- Restrepo, J.J., 1983. Compilación de edades radiométricas de Colombia, departamentos andinos hasta 1992, *Bol. Cienc. de la Tierra*, **78** : 201-246.
- Restrepo, J.J., 1985. Algunas consideraciones sobre el origen del magmatismo mioceno tardío de la depresión norte del río Cauca, *Memorias VI Congreso Latinoamericano de Geol.*, Bogotá, **I** : 335-336
- Restrepo, J.J., 1991. Datación de algunas cenizas volcánicas de Antioquia por el método de trazas de fisión, *AGID Report*, **16** : 149-156.
- Sabil, N., 1995. La datation par traces de fission: Aspects méthodologiques et applications thermochronologiques en contexte alpin et de marge continentale, *Thèse Université Joseph Fourier*, 238 p.
- Senut, B., Pickford, M. et Poupeau, G., 1991. Un désastre volcanique au Tertiaire, *La Recherche*, **237** : 1368-1370.
- Seward, D., 1979. Comparison of zircon and glass fission-track ages from tephra horizons, *Geology*, **7** : 479-482.
- Seward, D. et Rhoades, D.A., 1986. A clustering for fission track dating of fully to partially annealed minerals and other non-unique populations, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **11** : 259-268.
- Seward, D. et Kohn, B.P., 1997. New zircon fission-track ages from New Zealand Quaternary tephra: and interlaboratory experiment and recommendations for the determination of young ages, *Chem. Geol.*, **141** : 127-140.

- Shane, P.A.R. et Froggatt, P.C., 1994. Discriminant function analysis of glass chemistry of New Zealand and North America tephra deposits, *Quaternary research*, **41** : 70-81.
- Shlemon, R.J., 1970. Landslide terranes near Medellín, Colombia, *Report on field work Dep. of Geography, U. California, Berkeley*, 76p.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Palais, J.M. et Devine, J., 1990. Pre-eruption compositional gradients and mixing of andesite and dacite magma erupted from Nevado del Ruiz Volcano, Colombia en 1985, *J. Volcanology and Geothermal Res.*, **41**: 127-151.
- Silk, E.C.H. et Barnes, R.S., 1959. Examination of fission fragment track with an electron microscope, *Phil. Mag.*, **4** : 970.
- Smith, D.G.W. et Westage, J., 1969. Electron probe technique for characterising pyroclastic deposits.
- Simkinty, L. S., 1994. Volcanoes of the world, 2da. *Smithsonian Institute, U.S.A., Washington D.C.* : 138-140.
- Solacroup F. (1998) Caractérisation par traces de fission de quelques obsidiennes du SW de Colombie (départements du Cauca et du Huila). Contribution à la circulation de l'obsidienne préhispanique des Andes Septentrionales, *Mémoire de DESS "Méthodes Physiques en Archéologie et Muséographie"*, Université de Bordeaux III, 67p.
- Storzer, D. et Wagner, G.A., 1969. Correction of thermally lowered fission tracks ages of tektites, *Earth and Planet. Sci. Letters*, **5** : 463-468.
- Storzer, D. et Poupeau, G., 1973. Ages plateaux de minéraux et verres par la méthode des traces de fission, *C. R. Acad. Sc. Paris*, **276D** : 137-139.
- Tagami, T., Galbraith, R.F., Yamada, R. et Laslett, G.M., 1998. Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. In: Van der Herten, P. et De Corte, F. (eds), *Advances in fission-tracks dating*, *Kluwer Academic Publishers*, 99-112.
- Tagami, T., Hisatochi, I. et Nishimura, S., 1990. Thermal annealing characteristics of spontaneous Fission-Tracks in zircon, *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **80** : 159-169.
- Thouret, J.C., 1983. Observaciones geopedológicas a lo largo del transecto TPN Parque Los Nevados, in : Van der Hammen, T., Perez, P. et Pinto, E (Eds), *La Cordillera Central colombiana, Transecto Parque de los Nevados (Introducción y datos iniciales)* *Studies on Trop. Andean Ecosystem*, **1** : 131-141.
- Thouret et van der Hammen, 1983. Una secuencia holocénica tardi-glacial en la Cordillera Central de Colombia., *Rev. CIAF*, **6** (1-3) : 609-634.
- Thouret, J. C., Armando Murcia, Rosalba Salinas et Vatin Pérignon, 1985. Aspectos Volcano-estructurales y dinamismo eruptivo reciente de los volcanes Cerro Bravo y Nevado del Tolima, Cordillera Central de Colombia. *Memorias sexto Congreso Latinoamericano de Geología, 9 al 12 de Octubre de 1985, I* : 317-334.
- Thouret, J.C., 1985. Le nevado del Ruiz (Cordillère Centrale des Andes de Colombie) : stratigraphie, structures et dynamisme d'un appareil volcanique andésitique, composé et polygénique, *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, **26** : 257-271.
- Thouret, J.C., 1988. Morphogenese Plio-Quaternaire et dynamique actuelle et recente d'une cordillère volcanique englacée, *Thèse d'état Université Joseph-Fourier, Grenoble-I*: 1040p.
- Thouret, J.C., 1989. Geomorfología y crono-estratigrafía del Macizo Volcánico Ruiz-Tolima (Cordillera Central Colombiana), in: Van der Hammen (ed), *La Cordillera Central Colombiana transecto Parque de los Nevados (segunda parte)*, *J. Cramer*, **2** : 257-277.
- Thouret, J.C., van der Hammen, T., Salomons, B. et Juvigné, E., 1993. Paleoenvironmental changes and glacial stades of the last 50,000 years, (*Manuscrite soumis au Quaternary Research, version final 1995*).
- Thouret, J.C., Cantagrel, J.M., Salinas, R. et Murcia, A., 1990. Quaternaire eruptive history of Nevado del Ruiz (Colombia), *J. Volcanology and Geothermal Res.*, **41** : 225-251.
- Toro, G. et Hermelin, M., 1989. Tefraestratigrafía del Departamento de Antioquia, *informe proyecto de investigación, U. EAFIT, Medellín*, 164 p.
- Toro, G. et Hermelin, M., 1990. Estratigrafía de las cenizas volcánicas del Sur del Departamento de Antioquia: Posibles implicaciones climáticas, *Publ. Esp. Segunda reunión Climas Cuaternarios de la América del Sur (Proyecto IGCP-281)*, **2** : 5p.
- Toro, G. et Hermelin, M.1991. Tefraestratigrafía del Departamento de Risaralda, *informe proyecto de investigación, U. EAFIT, Medellín*, 112.
- Toro, G. et Hermelin, M.1992. Algunos aspectos sobre la estratigrafía del Departameto de Risaralda, *Memorias del II Simposio Latinoamericano de Riesgos Geológico Urbanos y II Conferencia Colombiana de Geología Ambiental, Pereira, Julio 15 al 118 de 1992, I* : 437-448.
- Toro, G. et Hermelin, M.1993. Stratigraphy of volcanic ashes from Southern Antioquia, Colombia: Possible climatic implications, *Quaternary of South America and Antartic Peninsula*, **8** : 201-217.
- Toro, G. et Velasquez, A., 1984. Estudio geolorfológico y estructural del valle de Aburrá, *Proyecto de grado, Facultad de Minas, U. Nacional, Medellín*, 206p.
- Toro, G., Restrepo, J.J., Poupeau, G., Hermelin, M., Sáenz, E. et Azdimousa, A., 1996. Terraza pliocénica tardía al sur del valle de Aburrá por datación por trazas de fisión : implicaciones sobre la edad del valle, *Resumenes, VII Congreso colombiano de geología*.

- Toro, G., Restrepo, J.J., Poupeau, G., Sáenz, E. et Azdimousa, A., 1996. Datación por trazas de fisión de circones rosados asociados a la secuencia volcano-sedimentaria de Irrá (Caldas), *Resúmenes, VII Congreso colombiano de geología*.
- Toussaint, J.F. et Restrepo, J.J., 1982. Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes colombianos, *Bol Cienc. Tierra U. N.*, 1 : 1-47.
- Toussaint, J.F. et Restrepo, J.J., 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes, *episodes*, 11 : 189-193.
- Van Geel, B. et Van der Hammen, T., 1973. Upper quaternary vegetational and climatic sequence of Fuquene area (Eastern Cordillera, Colombia), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 14 : 9-92.
- Van den Houten, F.B., 1976. Late cenozoic volcanoclastic deposits, Andean Fore deep, Colombia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87 481-495.
- Van Houten, F.B., 1977. Late Cenozoic volcanoclastic deposits, Andean Foredeep, Colombia, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87 : 481-495.
- Van der Weil, 1991. Uplift and volcanism of the SE Colombian Andes in relation to Neogene sedimentation in the Upper Magdalena Valley in: Van der Hammen (ed) *The Quaternary of Colombia*, 18 : 208p.
- Vatin-Pérignon, N., Goeman, P., Olivier, R.A. et Parra, E., 1990. Evaluation of magmatic processes for the products of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia from geochemical and petrology data, *J. Volcanology and Geothermal Res.*, 41 : 153-176.
- Velázquez, E., Mejia, O., Hermelin, M. & Toro, G. 1992. Consideraciones sobre las cenizas volcánicas de la región de San Carlos (Antioquia-Colombia), *Memorias del II Simposio Latinoamericano de Riesgos Geológico Urbanos y II Conferencia Colombiana de Geología Ambiental, Pereira, Julio 15 al 18 de 1992*, I : 449-460.
- Wagner, G. et van den Haute, P., 1992. Fission-Track dating, *Kluwer Academic Publishers*, 285 p.
- Walter, R.C., 1989. Application and limitation of fission-track geochronology to Quaternary tephra, *Quaternary International*, 1 : 35-46.
- Westgate, J. et Gorton, Correlation techniques in tephra studies, in Self, M. et R.S.J. Sparks (eds), *Tephra studies*, D. Reidel Publishing Company : 73-94.
- Wijninga, V.M., et Kuhry, P., 1993. Late Pliocene paleoecology of the Guasca valley (Cordillera Oriental, Colombia), *Review of Palaeobotany and Palynology*, 78 : 329-350.
- Wijninga, V.M., 1996a. Palynology and paleobotany of the Early Pliocene section Río Frío 17 (Cordillera Oriental, Colombia): biostratigraphical and chronostratigraphical implications, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 92 : 329-350.

- Wijninga, V.M., 1996b. Neogene ecology of the salto de Tequendama site (2475 m altitude, Cordillera Oriental, Colombia): the paleobotanical record of montane and lowland forests, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 92 : 97-156.
- Woodward-Clyde, consultants, 1980. Preliminary seismic hazard study San Carlos project Colombia, *report ISA-Integral*, 176 p.
- Zhai, P. et Zhao, Y., 1992. Angular distribution of spontaneous fission tracks in zircon under various etching conditions, *Chinese Sci. Bull.*, 37 : 1688-1691.

ANNEXE A

Soubroulines (G., Toro et M., Toro)

Elaborés avec le logiciel Mathematic, version 2.2.3

Calcul de l'âge central

(Galbraith et Laslett, 1993)

Diagramme radial

(Galbraith, 1990)

Analyse de populations

(Galbraith et Green, 1990)

Calcul de l'âge central (Galbraith et Laslett, 1993)

```

Clear[nu]
Clear[ro]
(* PROGRAMA PARA calcular la edad central y la precision
segun algoritmo de Galbraith and Laslett, 1993 *)
(* Mayo 1997 *)
(* Entrar valores de rod,zet *)
(* Nsj: Numero de trazas espontaneas
  Nij: Numero de trazas inducidas
  tablatot: produce una tabla con los datos entrados *)
lam=1.55125*10^-10;
(* rod :densidad trazas del docimetro *)
Nsj={Entrar valores};
Nij={Entrar valores};
rod=Entrar valor;
nd=Entrar valor;
zet=Entrar valor;
sezet= Entrar valor;
Length[Nsj]
Length[Nij]
mj=Nsj+Nij;
yj=N[Nsj/mj];
zj=N[Log[(Nsj+0.5)/(Nij+0.5)]];

(*Se asignan valores iniciales a nu y ro*)
ro=0.15
nu=N[Sum[Nsj[[u]],{u,1,Length[Nsj]}]/
Sum[mj[[u]],{u,1,Length[mj]}]];
(*con estos valores se calcula wj*)
wj=mj/(nu*(1-nu)+(mj-1)*nu^2*(1-nu)^2*ro^2);
(*Se hacen iteracciones hasta que los valores de ro y nu converjan.
  Se hacen maximo 50 iteraciones*)
itera=0;difro=1.;difnu=1.;
While[(itera<50 && Max[Abs[difro],Abs[difnu]]>.000001),
wj=mj/(nu*(1-nu)+(mj-1)*nu^2*(1-nu)^2*ro^2);
a=wj^2*(yj-nu)^2;
ron=ro*((Sum[a[[u]],{u,1,Length[a]}]/Sum[wj[[u]],
{u,1,Length[wj]}])^(1/2));
b=wj*yj;
nun=Sum[b[[u]],{u,1,Length[b]}]/Sum[wj[[u]],
{u,1,Length[wj]}]];
difro=Abs[ron-ro];
difnu=Abs[nun-nu];
{ro,nu}={ron,nun};itera=itera+1];
Print["Iteraciones=", itera, " ro=",ro, " nu=",nu, " difro=",difro, " difnu=",difnu]
a=wj^2*(yj-nu)^2;
ro=ro*((Sum[a[[u]],{u,1,Length[a]}]/Sum[wj[[u]],
{u,1,Length[wj]}])^(1/2))
b=wj*yj;
nu=Sum[b[[u]],{u,1,Length[b]}]/Sum[wj[[u]],
{u,1,Length[wj]}]];
DispersionEdad=ro
Edadcentral=(1/lam)*Log[1.+lam*zet*rod*(nu/(1-nu))*0.5]
Errorstandarrelativo=Edadcentral*((1/(nu^2*(1-nu^2)*
Sum[wj[[u]],{u,1,Length[a]}])+(1/nd)+(sezet/zet)^2)^(1/2))

```

Diagramme radial (Galbraith, 1990)

Grafica

Se hace la grafica de un tamaño fijo y se utiliza una escala para adaptar los puntos en forma adecuada. El radio del arco es mayor que el la escala mayor que puede tomar el eje x. Inicialmente se trabaja con rad=xmin+a y ejex =9

```

**Construccion de Radial Plot de Galbraith**
**Primero se calcula la edad central para emplearla
como z0**
Clear[nu]
Clear[ro]
(* PROGRAMA PARA calcular la edad central y la precision
segun algoritmo de Galbraith and Laslett, 1993 *)
(* Mayo 1997 *)
(* Entrar valores de rod,zet *)
(* Nsj: Numero de trazas espontaneas
  Nij: Numero de trazas inducidas
  tablatot: produce una tabla con los datos entrados *)
lam=1.55125*10^-10;
(* rod :densidad trazas del docimetro *)
Nsj={Entrar valores separados por comas};
Nij={ Entrar valores separados por comas};
rod=Entrar valor;
nd= Entrar valor;
zet= Entrar valor;
sezet= Entrar valor;
mj=Nsj+Nij;
yj=N[Nsj/mj];
zj=N[Log[(Nsj+0.5)/(Nij+0.5)]];
(*Se asignan valores iniciales a nu y ro*)
ro= Entrar valor
nu=N[Sum[Nsj[[u]],{u,1,Length[Nsj]}]/
Sum[mj[[u]],{u,1,Length[mj]}]];
(*con estos valores se calcula wj*)
wj=mj/(nu*(1-nu)+(mj-1)*nu^2*(1-nu)^2*ro^2);
(*Se hacen iteracciones hasta que los valores de ro y nu converjan.
  Se hacen maximo 50 iteraciones*)
itera=0;difro=1.;difnu=1.;
While[(itera<50 && Max[Abs[difro],Abs[difnu]]>.000001),
wj=mj/(nu*(1-nu)+(mj-1)*nu^2*(1-nu)^2*ro^2);
a=wj^2*(yj-nu)^2;
ron=ro*((Sum[a[[u]],{u,1,Length[a]}]/Sum[wj[[u]],
{u,1,Length[wj]}])^(1/2));
b=wj*yj;
nun=Sum[b[[u]],{u,1,Length[b]}]/Sum[wj[[u]],
{u,1,Length[wj]}]];
difro=Abs[ron-ro];
difnu=Abs[nun-nu];
{ro,nu}={ron,nun};itera=itera+1];
Print["Iteraciones=", itera, " ro=",ro, " nu=",nu, " difro=",difro, " difnu=",difnu]
a=wj^2*(yj-nu)^2;
ro=ro*((Sum[a[[u]],{u,1,Length[a]}]/Sum[wj[[u]],
{u,1,Length[wj]}])^(1/2))
b=wj*yj;
nu=Sum[b[[u]],{u,1,Length[b]}]/Sum[wj[[u]],
{u,1,Length[wj]}]];
DispersionEdad=ro
Edadcentral=(1/lam)*Log[1.+lam*zet*rod*(nu/(1-nu))*0.5]
Errorstandarrelativo=Edadcentral*((1/(nu^2*(1-nu^2)*
Sum[wj[[u]],{u,1,Length[a]}])+(1/nd)+(sezet/zet)^2)^(1/2))

```



```

Sum[wj[[u]],{u,1,Length[a]}]+(1/nd)+(sezet/zet)^2)^(1/2))
Edad=(Nsj/Nij)*rod*0.5*zet*0.000001;
sumNs=Sum[Nsj[[i]],{i,1,Length[Nsj]}];
sumNi=Sum[Nij[[i]],{i,1,Length[Nij]}];
Edadtotal=(sumNs/sumNi)*rod*0.5*zet*0.000001
sigmatotal=N[(1/sumNs)+(1/sumNi)+(1/nd)^(1/2)]
zi=Log[Edad];
error=Sqrt[N[(1/Nsj)+(1/Nij)+(1/nd)]];
Min[xj]
z0=Log[Edadcentral*0.000001];
xj=1/error;
yj=(zi-z0)/error;
xmax=Max[xj];
xmin=Min[xj];
zmax=Max[zi];
zmin=Min[zi];
"* Se debe definir el radio adecuado a los valores*";
(* El rectangulo se hace con coordenadas y entre -2 y 2
el radio del circulo es de rad=Max [xj] +1,para dar un
intervalo de confianza a los puntos que sobre el eje x
tengan igual presicion pero que tengan mayor edad,
el limite del rectangulo
es Sqrt[96], y se grafica el sector del arco *)
rad=Max[xj]+a;
ancho=N[Sqrt[rad^2-4]];
largo=ArcTan[N[2/ancho]];
sombra={GrayLevel[.7],
Rectangle[{0,-2},{ancho,2}],Disk[{0,0},rad,
{-largo,largo}]}];

(* ***** *)
(* funcion undig escribe los numeros con un solo digito decimal *)
undig[x_Integer]:=x
undig[x_Real]:=N[Round[(x-Floor[x])*10]/10]+Floor[x]
Clear[arco]
arco[rad_,z0_,zmin_,zmax_]:=Module[{segmento,ang,
angmen=N[ArcTan[zmin-z0]],angmay=N[ArcTan[(zmax-z0)]],
ang={angmen,angmen/2,0,angmay/2,angmay};
numtic={
Text[undig[Exp[N[zmin]]],1.05*rad{Cos[ang[[1]]],Sin[ang[[1]]]},{-1,0}],
Text[undig[Exp[N[Tan[ang[[2]]]]+z0]],1.05*rad{Cos[ang[[2]]],Sin[ang[[2]]]},{-1,0}],
Text[undig[Exp[N[z0]]],1.05*rad{1,0},{-1,0}],
Text[undig[Exp[N[Tan[ang[[4]]]]+z0]],1.05*rad{Cos[ang[[4]]],Sin[ang[[4]]]},{-1,0}],
Text[undig[Exp[N[zmax]]],1.05*rad{Cos[ang[[5]]],Sin[ang[[5]]]},{-1,0}];
segmento[angulo_]:=Line[{.97*rad{Cos[angulo],Sin[angulo]},
1.03*rad{Cos[angulo],Sin[angulo]}}];
{Circle[{0,0},rad,{angmen,angmay}],
Map[segmento,ang,numtic]}
graarco=arco[rad,z0,zmin,zmax];
tituloizq={Text["",-4,0},{-1,0}],
Text["",-2,0},{-1,0}],
Text["",-2.5,-1}],
Text["",-4,-4},{-1,0}],
Text["",-4,-4.7},{-1,0}];
tituloder={Text["Age, Ma",{10,4},{-1,0}],
Text["",{13,3.3},{-1,0}],
Text["",{13,2.6},{-1,0}];
ep=.3;
puntos=Map[Point,Transpose[{xj,yj}]];

(* Definicion de ejes *)

```

```

ejey={Line[{0,-2},{0,2}],Line[{-ep,2},{0,2}],
Line[{-ep*(2/3),1},{0,1}],Line[{-ep,0},{ep,0}],
Line[{-ep*(2/3),-1},{0,-1}],
Line[{-ep,-2},{0,-2}],
Text[2,-ep*2,2],Text[0,-ep*2,0],
Text[-2,-ep*2.4,-2]];

ejex={Line[{0,-6},{xmax,-6}],Line[{0,-6},{0,-6-ep}],
Line[{xmin,-6+ep},{xmin,-6-ep}],
Text[Round[xmin],{xmin,-6-2*ep}],
Text[Round[100*(1/xmin)],{xmin,-6+2.5*ep}],
Line[{xmax,-6+ep},{xmax,-6-ep}],
Text[Round[xmax],{xmax,-6-2*ep}],
Text[Round[Max[error]*100],{Max[error]*100,-6+2.5*ep}],
Line[{Max[error]*100,-6+ep},{Max[error]*100,-6-ep}],
Text[Round[100*(1/xmax)],{xmax,-6+2.5*ep}],
Text[0,{0,-6-2ep}],
Text["Precisión (1/sigma)",{+4,-7.3}],
Text[N[(Edadcentral*0.000001),3],{+1,-8.5}],
Text[N[(Errorstandarrelativo*0.000001),3],{+5,-8.5}],
Text[undig[DispersionEdad*100],{+6.2,-9.5}],
Text["Dispersion =", {+3,-9.5}],
Text["% Erreur relative ", {+2.7,-4.0}];
$DefaultFont={"Courier", 8};
otra=Show[Graphics[{sombra,graarco,{PointSize[0.010],puntos},
tituloizq,tituloder,ejey,ejex},
AspectRatio->Automatic,
PlotRange->{{-4,17},{-10,10}},
Axes->False,
AxesOrigin->{0,-6},
Ticks->{{1,"100%"},{5,"10%"}},{-2,0,2}}];

```

Analyse de populations

(Galbraith et Green, 1990)

```

(* PROGRAMA PARA 2 POBLACIONES *)
(* Marzo 1997 *)
(* Entrar valores de rod,zet *)
(* r: Número de trazas espontáneas
s: Número de trazas inducidas
tablatot: produce una tabla con los datos entrados *)
(* rod :densidad trazas del docimetro *)
rod=Entrar valor
zet=Entrar valor
(*ENTRAR VALORES DE r=TRAZAS ESPONTÁNEAS, S=TRAZAS INDUCIDAS*)
r={Entrar valores separados por comas};
s={Entrar valores separados por comas};
(*A PARTIR DE ACA ES LA SUBROUTINA DEL PROGRAMA: SE EVALUA*)
tablatot[r_List,s_List,rod_,zet_]:=lam=1.55125*10^-10;
If[Length[r]!=Length[s],Print["Error, no
hay el mismo numero de datos en s y en r "],
Do[Print[r[[u]]," ",s[[u]]," ",
(1/lam)*Log[1.+lam*zet*rod*(r[[u]]/s[[u]])*.5]],

```



```

{u,1,Length[r]}]]
(* **** *)
(* estimados: Calcula theta y aplica las formulas *)
(* Se recomienda ejecutar el programa para disitintos valores
iniciales *)
estimados[r_List,s_List,pi1in_,pi2in_,rod_,zet_]:=
Module[{n=Length[r],pi1=pi1in,pi2=pi2in,t=r+s,
thet1,thet2,pi1n,pi2n,thet1n,thet2n,
err=1,cont=0,mat,p1,p2},
(* Se calcula el valor inicial de thet1 y thet2 como el minimo y el
máximo posible *)
thet1=Min[N[r/t]];thet2=Max[N[r/t]];
lam=1.55125*10^-10; (* Constante de desintegracion del uranio *)
(* ----- *)
(* Aca se calcula mediante un proceso iterativo pi1,pi2,thet1,thet2 *)
p1[u_,xp1_,xp2_,xt1_,xt2_]:=N[(1+
xp2/xp1)*((xt2/xt1)^r[[u]])*
((1-xt2)/(1-xt1))^s[[u]]-1];
p2[u_,xp1_,xp2_,xt1_,xt2_]:=N[1-p1[u,xp1,xp2,xt1,xt2]];
While[(err>.00001 && cont<100),
pi1n=Sum[p1[u,pi1,pi2,thet1,thet2]/n,{u,1,n}];Print[pi1n];
pi2n=1-pi1n;
thet1n=(Sum[p1[u,pi1n,pi2n,thet1,thet2]*r[[u]],{u,1,n}]/
Sum[p1[u,pi1n,pi2n,thet1,thet2]*t[[u]],{u,1,n}]);
thet2n=(Sum[p2[u,pi1n,pi2n,thet1,thet2]*r[[u]],{u,1,n}]/
Sum[p2[u,pi1n,pi2n,thet1,thet2]*t[[u]],{u,1,n}]);
err=Max[Abs[{pi1-pi1n,pi2-pi2n,thet1-thet1n,thet2-thet2n}]];
pi1=pi1n;pi2=pi2n;thet1=thet1n;thet2=thet2n;cont=cont+1];
Print[" pi1= ",pi1," pi2= ",pi2,
" thet1= ",thet1," thet2= ",thet2];
beta1=Log[thet1/(1-thet1)];
beta2=Log[thet2/(1-thet2)];
gam1=Log[rod]+beta1;tiem1=lam^-1*Log[1+0.5*lam*zet*Exp[gam1]];
gam2=Log[rod]+beta2;tiem2=lam^-1*Log[1+0.5*lam*zet*Exp[gam2]];
Print["Tiempo 1= ",tiem1," tiempo2 = ",tiem2];
(* Con los valores obtenidos en el proceso anterior, definimos
las funciones p1 y p2 y resolvemos el sistema *)
(* ***** *)
p1[u_]:=p1[u,pi1,pi2,thet1,thet2];
p2[u_]:=p2[u,pi1,pi2,thet1,thet2];
(* tabp1 y tabp2 almacena la informacion acerca de la probabilidad
de que un grano tenga la edad 1 o la edad 2 *)
Clear[probabi];
probabi=Table[{p1[u],p2[u]},{u,1,n}];
Print[TableForm[probabi]];
(* ***** *)
A11=Sum[(p1[u]/pi1-p2[u]/pi2)^2,{u,1,n}];
B11=Sum[(p1[u]/pi1-p2[u]/pi2-1/pi1)*p1[u]*
(r[[u]]-thet1*t[[u]]),{u,1,n}];
B12=Sum[(p1[u]/pi1-p2[u]/pi2+1/pi2)*p2[u]*
(r[[u]]-thet2*t[[u]]),{u,1,n}];
C11=Sum[(-p1[u]*p2[u]*(r[[u]]-thet1*t[[u]])^2+
p1[u]*thet1*(1-thet1)*t[[u]]),{u,1,n}];
C12=Sum[(p1[u]*p2[u]*(r[[u]]-thet1*t[[u]])*
(r[[u]]-thet2*t[[u]])),{u,1,n}];
C22=Sum[(-p1[u]*p2[u]*(r[[u]]-thet2*t[[u]])^2+
p2[u]*thet2*(1-thet2)*t[[u]]),{u,1,n}];
ma=N[{A11,B11,B12},{B11,C11,C12},{B12,C12,C22}];
vma=Inverse[ma];
varb1=vma[[2,2]];varb2=vma[[3,3]];
sepi1=Sqrt[vma[[1,1]]];sepi2=sepi1;

```

```

sega1=Sqrt[1/rod+varb1];sega2=Sqrt[1/rod+varb2];
Print["error estandar gama1= ",sega1,"
error estandar gama2= ",sega2];
t1max=lam^-1*Log[1+.5*lam*zet*Exp[gam1+2*sega1]];
t1min=lam^-1*Log[1+.5*lam*zet*Exp[gam1-2*sega1]];
t2max=lam^-1*Log[1+.5*lam*zet*Exp[gam2+2*sega2]];
t2min=lam^-1*Log[1+.5*lam*zet*Exp[gam2-2*sega2]];
Print["tiempo1 min= ",t1min," tiempo1 max = ",t1max];
Print["tiempo2 min= ",t2min," tiempo2 max = ",t2max];
mu=pi1*thet1+pi2*thet2;
sigma2=pi1*thet1^2+pi2*thet2^2-mu^2;
SSR=Sum[(r[[u]]-mu*t[[u]])^2/(mu*(1-mu)*t[[u]]+ sigma2*t[[u]]*
(t[[u]]-1)),{u,1,n}];Print["SSR= ",SSR];

```

(*UNA VEZ EVALUADO, SE CALCULA tablatot[r,s]: DA LAS EDADES y
estimados,
EFECTUA LOS CALCULOS. Para estimados, se debe introducir un valor al azar
de phi1 phi2, talque sumen uno *)

ANNEXE B

TABLEAUX DES DONNEES Datation par traces de fission

Légendes de Tableaux analytiques

n = Nombre de zircons datés.

N_s = Nombre de traces de fission fossiles dans le cristal.

N_i = Nombre de traces induites comptées dans le détecteur externe.

N_d = Nombre de traces associées aux dosimètres neutroniques.

ρ_s = Densité de traces fossiles.

ρ_i = Densité de traces induits.

ρ_d = Densité de traces associées aux dosimètres neutroniques.

t_j = Age trace de fission du t_j grain.

Dans la dernière ligne de Tableau : densités moyennes et nombre total de traces comptées (N_s , N_i).

Chaque numéro de Tableau renvoi au numéro correspondant dans les Tableaux du texte, avec la référence de l'échantillon concerné).

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	5,30E+06	440	1,39E+06	115	41,75	4,39
2	5,35E+06	296	1,18E+06	65	49,69	6,82
3	5,77E+06	532	1,24E+06	114	50,92	5,27
4	5,87E+06	379	1,26E+06	81	51,05	6,26
5	5,81E+06	321	1,16E+06	64	54,73	7,51
6	4,77E+06	440	7,60E+05	70	68,58	8,85

pd= 5,44E+06 2408 1,15E+06 509
 pd= 59460 tr/cm2 Nd= 13369

Tableau 3-2, Osos 1 :
 Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	4,59E+06	423	1,15E+06	106	43,54	4,74
2	4,88E+06	360	9,36E+05	69	56,93	7,50
3	5,91E+06	545	9,77E+05	90	66,07	7,54

5,15E+06 1328 1,03E+06 265
 pd= 59460 tr/cm2 Nd= 13369

Tableau 3-2 : Osos 2.
 Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,73E+06	275	1,06E+06	78	38,47	4,95
2	4,47E+06	206	1,19E+06	55	40,87	6,21
3	2,76E+06	178	7,29E+05	47	41,32	6,79
4	3,62E+06	334	8,57E+05	79	46,13	5,79
5	6,04E+06	557	1,25E+06	115	52,85	5,43
6	3,52E+06	324	6,51E+05	60	58,92	8,30
7	5,04E+06	325	8,53E+05	55	64,47	9,42

4,19E+06 2199 9,31E+05 489

pd= 59460 tr/cm2 Nd= 13369

Tableau 3-2 Osos 4 : Santa Rosa de Osos
 Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	5,15E+06	285	1,10E+06	61	50,98	7,21
2	8,33E+06	307	1,55E+06	57	58,77	8,49
3	6,43E+06	237	1,14E+06	42	61,57	10,32
4	6,43E+06	829	1,24E+06	160		

pd= 59460 tr/cm2 Nd = 13369

Tableau 3-2, Osos 6 : Santa Rosa de Osos.
 Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	4,50E+06	166	9,22E+05	34	53,27	10,04
2	4,50E+06	116	7,36E+05	19	66,61	16,50

4,50E+06 282 8,46E+05 53
 pd= 59460 tr/cm2 Nd = 13369

Tableau 3-2 Osos 7 : Santa Rosa de Osos.
 Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	4,69E+06	121	1,63E+06	42	31,88	5,72
2	3,58E+06	66	1,14E+06	21	34,78	8,72
3	3,69E+06	102	9,77E+05	27	41,80	9,06

4,02E+06 289 1,25E+06 90
 pd= 60300 tr/cm2 Nd = 10672

Tableau 3-2, Osos 13 : Santa Rosa de Osos.
 Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	6,51E+05	30	3,23E+06	149	2,20	0,44
2	5,76E+05	17	2,75E+06	81	2,29	0,61
3	5,97E+05	33	2,79E+06	154	2,34	0,45
4	5,61E+05	31	2,42E+06	134	2,52	0,50
5	6,37E+05	47	2,67E+06	197	2,60	0,42
6	6,51E+05	18	2,68E+06	74	2,65	0,70
7	6,87E+05	38	2,79E+06	154	2,69	0,49
8	4,79E+05	53	1,86E+06	206	2,81	0,43
9	7,96E+05	22	2,93E+06	81	2,96	0,71
10	1,09E+06	28	3,99E+06	103	2,97	0,63
11	5,06E+05	14	1,84E+06	51	3,00	0,90
12	7,60E+05	49	2,68E+06	173	3,09	0,50
13	1,00E+06	25	2,97E+06	74	3,69	0,85
14	1,03E+06	37	2,64E+06	95	4,25	0,82

6,70E+05 442 2,62E+06 1726
 pd= 59460 tr/cm2 Nd 13369,00

Tableau 3-2, Osos 15 : Santa Rosa de Osos.
 Zircons Roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	2,46E+06	68	9,04E+05	25	29,68	6,95
2	3,30E+06	152	9,11E+05	42	39,49	6,89
3	5,24E+06	290	1,23E+06	68	46,53	6,28
4	2,86E+06	132	6,29E+05	29	49,66	10,19
5	2,54E+06	117	5,43E+05	25	51,06	11,26
6	5,90E+06	326	1,25E+06	69	51,55	6,85
7	5,11E+06	471	9,33E+05	86	59,76	7,03
8	8,08E+05	76	3,19E+06	300	2,76	0,36
9	3,83E+05	53	1,51E+06	209	2,77	0,43
10	6,55E+05	64	1,93E+06	189	3,69	0,54
11	6,15E+05	34	1,68E+06	93	3,99	0,80

2,37E+06 1783 1,51E+06 1135

pd= 59460 tr/cm2 Nd 13369

Tableau 3-2, Osos 21 :

Zircons Roses + incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	7,36E+06	339	1,67E+06	77	48,71	6,17
2	5,08E+06	281	9,04E+05	50	62,19	9,56
3	3,97E+06	183	6,08E+05	28	72,32	14,69

5,45E+06 803 1,05E+06 155

pd= 59460 tr/cm2 Nd = 13369

Tableau 3-2, Osos 22 :

Santa Rosa de Osos

Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,69E+06	136	9,77E+05	36	41,22	7,73
2	3,41E+06	157	8,46E+05	39	43,92	7,87
3	4,23E+06	273	9,46E+05	61	48,83	6,93
4	4,07E+06	45	5,43E+05	6	81,83	35,57

3,85E+06 611 8,96E+05 142

pd= 59460 tr/cm2 13369

Tableau 3-2, Osos 24 :

Santa Rosa de Osos.

Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
2	1,11E+06	41	2,44E+05	9	52,58	19,36
5	4,45E+06	123	9,77E+05	27	52,58	11,19
3	1,63E+06	60	3,26E+05	12	57,71	18,26
1	8,68E+05	32	1,63E+05	6	61,56	27,39
4	4,12E+06	38	7,60E+05	7	62,66	25,78
7	3,69E+06	51	6,51E+05	9	65,41	23,66
6	2,85E+06	63	4,07E+05	9	80,80	28,80

2,22E+06 408 4,31E+05 79 97,00

pd= 62900 tr/cm2 Nd 10395,00

Tableau 3-4, Envigado #7

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	6,08E+05	14	1,95E+06	45	3,44	1,05
2	5,04E+05	13	1,55E+06	40	3,60	1,15
3	6,73E+05	31	2,02E+06	93	3,69	0,77
4	3,53E+05	26	9,77E+05	72	4,00	0,92
5	5,43E+05	20	1,46E+06	54	4,10	1,07
6	2,17E+05	4	5,43E+05	10	4,43	2,62
7	3,41E+05	11	8,37E+05	27	4,51	1,61
8	9,08E+05	41	2,19E+06	99	4,58	0,85
9	7,32E+05	27	1,76E+06	65	4,60	1,05
10	6,72E+05	13	1,60E+06	31	4,64	1,53
11	4,61E+05	17	1,06E+06	39	4,82	1,40
12	8,68E+05	12	1,95E+06	27	4,92	1,71
13	8,82E+05	39	1,94E+06	86	5,02	0,97
14	5,06E+05	14	1,09E+06	30	5,16	1,67
15	6,03E+05	15	1,25E+06	31	5,35	1,68
16	7,23E+05	20	1,45E+06	40	5,53	1,52
17	6,24E+05	23	1,22E+06	45	5,66	1,45
18	5,73E+05	95	1,11E+06	184	5,71	0,72
19	8,14E+05	45	1,56E+06	86	5,79	1,07
20	6,83E+05	17	1,25E+06	31	6,07	1,83
21	9,11E+05	47	1,63E+06	84	6,19	1,13
22	9,20E+05	39	1,63E+06	69	6,25	1,25
23	5,97E+05	33	1,05E+06	58	6,30	1,37
24	9,69E+05	25	1,67E+06	43	6,43	1,62
25	9,49E+05	42	1,45E+06	64	7,26	1,44
26	7,96E+05	44	1,19E+06	66	7,38	1,44
27	9,77E+05	27	1,45E+06	40	7,47	1,86
28	9,40E+05	52	1,39E+06	77	7,47	1,34
29	7,81E+05	18	1,13E+06	26	7,66	2,35
30	8,68E+05	16	1,25E+06	23	7,70	2,51
31	1,76E+06	26	2,31E+06	34	8,46	2,21
32	9,77E+05	18	1,25E+06	23	8,66	2,73

7,08E+05 884 1,40E+06 1742

pd= 60300 tr/cm2 Nd 10672,00

Tableau 3-4, Envigado 6 >200mm

Zircons Roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	2,07E+05	4	1,09E+06	21	2,20	1,20
2	3,62E+05	10	1,66E+06	46	2,51	0,88
3	3,62E+05	8	1,31E+06	29	3,18	1,27
4	6,05E+05	39	2,00E+06	129	3,49	0,64
5	4,17E+05	10	1,38E+06	33	3,50	1,26
6	5,81E+05	15	1,63E+06	42	4,12	1,24
7	4,34E+05	8	1,09E+06	20	4,62	1,93
8	4,82E+05	4	1,21E+06	10	4,62	2,73
9	4,52E+05	5	1,09E+06	12	4,81	2,56
10	6,10E+05	9	1,36E+06	20	5,19	2,09
11	1,45E+06	12	2,89E+06	24	5,77	2,04
	5,08E+05	124	1,58E+06	386		

pd= 62900 tr/cm2 Nd 10395,00

Tableau 3-4, Envigado 6, 200-75

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	2,71E+05	15	1,07E+06	59	2,93	0,85
2	3,22E+05	8	1,21E+06	30	3,08	1,23
3	3,26E+05	12	1,09E+06	40	3,46	1,14
4	3,26E+05	12	1,06E+06	39	3,55	1,17
5	5,79E+05	16	1,81E+06	50	3,69	1,06
6	6,44E+05	19	1,80E+06	53	4,14	1,11
7	3,47E+05	16	9,55E+05	44	4,20	1,23
8	6,98E+05	9	1,24E+06	16	6,49	2,71
9	7,23E+05	16	1,22E+06	27	6,84	2,16

4,21E+05 123 1,23E+06 358
 $\rho_d = 62900 \text{ tr/cm}^2$ Nd 10395,00

Tableau 3-4, Envigado 4 200-75mm
 Zircons Roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	7,60E+05	21	2,53E+06	70	3,32	0,83
2	5,06E+05	28	1,57E+06	87	3,56	0,77
3	7,32E+05	27	2,17E+06	80	3,73	0,83
4	5,88E+05	13	1,67E+06	37	3,89	1,25
5	3,62E+05	10	1,01E+06	28	3,95	1,46
6	7,60E+05	28	2,09E+06	77	4,02	0,89
7	6,94E+05	32	1,91E+06	88	4,02	0,83
8	1,14E+06	42	2,96E+06	109	4,26	0,78
9	8,95E+05	33	2,31E+06	85	4,30	0,88
10	1,05E+06	35	2,56E+06	85	4,56	0,92
11	8,82E+05	26	2,14E+06	63	4,57	1,07
12	8,25E+05	19	1,95E+06	45	4,67	1,28
13	9,66E+05	57	2,27E+06	134	4,71	0,75
14	1,12E+06	29	2,56E+06	66	4,86	1,08
15	1,02E+06	33	2,23E+06	72	5,07	1,07
16	8,32E+05	23	1,70E+06	47	5,41	1,38
17	1,36E+06	100	2,69E+06	198	5,59	0,69
18	1,17E+06	43	2,25E+06	83	5,73	1,08
19	1,40E+06	31	2,67E+06	59	5,81	1,29
20	1,16E+06	32	2,17E+06	60	5,90	1,29
21	1,03E+06	40	1,86E+06	72	6,15	1,21

9,29E+05 702 2,18E+06 1645
 $\rho = 60300 \text{ tr/cm}^2$ Nd 10672

Tableau 3-4, Envigado 4 > 200mm
 Zircons Roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	8,68E+05	16	2,60E+06	48	3,85	1,11
2	7,84E+05	13	2,35E+06	39	3,85	1,23
3	1,01E+06	14	2,53E+06	35	4,62	1,46
4	1,30E+06	42	2,88E+06	93	5,21	0,97

1,05E+06 85 2,65E+06 215
 $\rho_d = 62900 \text{ tr/cm}^2$ Nd 10395

Tableau 3-4, Envigado 3 > 200mm

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,91E+05	18	1,93E+06	89	2,33	0,60
2	4,56E+05	21	2,11E+06	97	2,50	0,60
3	5,88E+05	13	2,53E+06	56	2,68	0,83
4	9,95E+05	22	4,16E+06	92	2,76	0,66
5	6,24E+05	23	1,90E+06	70	3,79	0,91
6	6,08E+05	14	1,74E+06	40	4,04	1,26
7	5,97E+05	11	1,63E+06	30	4,23	1,49
8	8,41E+05	31	2,14E+06	79	4,53	0,96
9	1,16E+06	30	2,67E+06	69	5,02	1,10

6,60E+05 183 2,24E+06 622
 $\rho_d = 62900 \text{ tr/cm}^2$ Nd 10395

Tableau 3-4, Envigado 3 200-75mm
 Zircons Roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	1,52E+05	7	1,43E+06	66	1,16	0,46
2	1,81E+05	7	1,45E+06	56	1,36	0,55
3	2,60E+05	24	1,78E+06	164	1,60	0,35
4	1,74E+05	8	1,17E+06	54	1,62	0,61
5	2,39E+05	44	1,54E+06	284	1,69	0,27
6	3,26E+05	21	2,03E+06	131	1,75	0,41
7	2,41E+05	8	1,45E+06	48	1,82	0,69
8	3,26E+05	18	1,75E+06	97	2,02	0,52
9	2,71E+05	10	1,33E+06	49	2,23	0,77
10	3,39E+05	25	1,59E+06	117	2,33	0,51
11	3,26E+05	9	1,48E+06	41	2,40	0,88
12	3,62E+05	10	1,63E+06	45	2,42	0,85

2,63E+05 191 1,59E+06 1152
 $\rho = 59460 \text{ tr/cm}^2$ Nd 13369

Tableau 3-7, 3006r: La Unión
 Zircons rose.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,36E+05	31	2,13E+06	196	1,73	0,33
2	3,57E+05	46	2,11E+06	272	1,85	0,29
3	3,69E+05	68	1,86E+06	343	2,16	0,29
4	4,48E+05	165	2,16E+06	796	2,26	0,19
5	3,63E+05	67	1,64E+06	302	2,42	0,33
6	4,58E+05	19	1,30E+06	54	3,84	1,02

3,94E+05 396 2,05E+06 1963
 $\rho_d = 59460 \text{ tr/cm}^2$ Nd 13369

Tableau 3-7, Es25 : La Unión.
 Zircons Roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	1,95E+05	18	1,39E+06	128	1,53	0,39
2	3,07E+05	17	1,54E+06	85	2,18	0,58
3	3,26E+05	18	2,17E+06	120	1,64	0,41
4	5,97E+05	33	2,19E+06	121	2,98	0,58
5	2,71E+05	6	1,54E+06	34	1,93	0,85
6	2,26E+05	10	1,47E+06	65	1,68	0,57
7	4,52E+05	25	2,01E+06	111	2,46	0,54
8	3,62E+05	24	1,63E+06	108	2,42	0,55
9	2,77E+05	23	1,59E+06	132	1,90	0,43
10	3,90E+05	14	1,61E+06	58	2,63	0,78
11	3,01E+05	25	1,23E+06	102	2,67	0,60
12	3,72E+05	48	1,71E+06	220	2,38	0,38
13	5,04E+05	13	1,40E+06	36	3,94	1,28
14	3,44E+05	38	1,97E+06	218	1,90	0,33
16	5,23E+05	41	2,04E+06	160	2,80	0,49
17	3,72E+05	24	1,29E+06	83	3,15	0,73
18	2,71E+05	8	1,59E+06	47	1,86	0,71
19	3,53E+05	13	2,14E+06	79	1,80	0,54
20	3,47E+05	48	1,85E+06	256	2,05	0,32
21	4,19E+05	27	2,15E+06	139	2,12	0,45
22	3,26E+05	30	1,99E+06	183	1,79	0,35
23	3,80E+05	63	1,55E+06	257	2,67	0,38
24	4,05E+05	56	2,06E+06	285	2,14	0,31
25	2,17E+05	12	1,56E+06	86	1,52	0,47
26	5,43E+05	24	2,22E+06	98	2,67	0,61
	3,61E+05	658	1,76E+06	3211		

ρd= 59460 tr/cm2
 Tableau 3-7, 3008r: La Unión.
 Zircons roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,56E+05	59	2,38E+06	394	1,63	0,23
2	3,51E+05	34	2,18E+06	211	1,76	0,33
3	4,99E+05	23	3,04E+06	140	1,79	0,40
4	2,06E+05	38	1,24E+06	228	1,82	0,32
5	3,26E+05	90	1,89E+06	523	1,88	0,21
6	3,41E+05	44	1,97E+06	254	1,89	0,31
7	4,95E+05	114	2,83E+06	653	1,90	0,19
8	1,36E+05	50	7,08E+05	261	2,09	0,32
9	4,56E+05	42	2,27E+06	209	2,19	0,37
10	5,03E+05	139	2,28E+06	629	2,41	0,23
11	5,18E+05	129	2,32E+06	578	2,44	0,24
12	5,24E+05	29	2,31E+06	128	2,47	0,51
13	5,75E+05	53	2,50E+06	230	2,51	0,38
14	6,29E+05	116	2,64E+06	487	2,60	0,27

ρd= 59460 tr/cm2

Tableau 3-7, Es 24: La Unión.

Zircons Roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	2,57E+06	166	8,06E+05	52	35,21	5,61
2	7,31E+06	404	1,63E+06	90	49,51	5,80
3	4,86E+06	179	1,03E+06	38	51,95	9,30
4	7,85E+06	434	1,45E+06	80	59,83	7,31
5	6,33E+06	70	1,09E+06	12	64,33	20,11
6	4,92E+06	68	7,23E+05	10	74,99	25,41
	5,58E+06	1321	1,19E+06	282		

ρd= 60100 tr/cm2 Nd 7155
Tableau 3-7, tef 4A: La Unión
Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,10E+05	14	2,68E+06	121	1,34	0,38
2	3,17E+05	38	2,25E+06	270	1,62	0,28
3	2,95E+05	19	1,86E+06	120	1,83	0,45
4	4,96E+05	32	2,90E+06	187	1,98	0,38
5	5,12E+05	33	2,93E+06	189	2,02	0,38
6	6,63E+05	22	3,77E+06	125	2,03	0,47
7	4,34E+05	32	2,45E+06	181	2,04	0,39
8	4,65E+05	9	2,53E+06	49	2,12	0,77
9	3,73E+05	33	1,89E+06	167	2,28	0,44
10	6,87E+05	19	3,36E+06	93	2,36	0,59
11	5,70E+05	84	2,75E+06	406	2,39	0,29
12	5,24E+05	29	2,42E+06	134	2,50	0,51
13	6,83E+05	17	3,13E+06	78	2,52	0,67
14	4,61E+05	17	2,09E+06	77	2,55	0,68
15	6,51E+05	24	2,90E+06	107	2,59	0,59
16	7,54E+05	25	2,65E+06	88	3,28	0,74
	4,78E+05	447	2,56E+06	2392		

ρd= 62900 tr/cm2
 Nd= 10395
 Tableau 3-7 Mina Casal : Rionegro
 Zircons roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	2,82E+05	13	2,34E+06	108	1,39	0,41
2	4,52E+05	15	3,59E+06	119	1,45	0,40
3	3,26E+05	12	2,39E+06	88	1,57	0,48
4	4,34E+05	16	3,15E+06	116	1,59	0,42
5	4,34E+05	12	2,89E+06	80	1,73	0,54
6	3,62E+05	10	2,39E+06	66	1,75	0,59
7	4,48E+05	62	2,89E+06	400	1,79	0,24
8	3,69E+05	17	2,26E+06	104	1,89	0,49
9	4,34E+05	12	2,64E+06	73	1,90	0,59
10	3,53E+05	13	2,09E+06	77	1,95	0,58
11	6,33E+05	14	3,53E+06	78	2,07	0,60
12	3,10E+05	10	1,71E+06	55	2,10	0,72
13	7,60E+05	21	4,01E+06	111	2,18	0,52
14	5,97E+05	33	3,15E+06	174	2,19	0,42
15	5,70E+05	21	2,96E+06	109	2,22	0,53

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
16	4,26E+05	11	2,09E+06	54	2,35	0,78
17	6,15E+05	34	2,98E+06	165	2,38	0,45
18	2,66E+05	12	1,28E+06	58	2,39	0,76
19	5,43E+05	15	2,60E+06	72	2,40	0,68
20	7,87E+05	29	3,66E+06	135	2,48	0,51
21	5,97E+05	22	2,77E+06	102	2,49	0,59
22	6,78E+05	25	3,09E+06	114	2,53	0,56
23	8,14E+05	24	3,66E+06	108	2,56	0,58
24	6,08E+05	28	2,67E+06	123	2,63	0,55
25	8,20E+05	34	3,47E+06	144	2,73	0,52
26	6,94E+05	32	2,89E+06	133	2,78	0,55
27	5,27E+05	17	2,02E+06	65	3,02	0,82
28	7,60E+05	28	2,63E+06	97	3,33	0,72
29	8,14E+05	24	2,48E+06	73	3,79	0,89

$\rho = 5,32E+05$ 616 2,77E+06 3201
Tableau 3-7, 3191 : Rionegro
 Zircons roses

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,44E+05	19	2,88E+06	159	1,38	0,34
2	4,81E+05	31	3,13E+06	202	1,77	0,34
3	5,43E+05	40	3,45E+06	254	1,82	0,31
4	5,33E+05	59	3,36E+06	372	1,83	0,26
5	4,45E+05	41	2,80E+06	258	1,83	0,31
6	4,88E+05	90	2,98E+06	549	1,89	0,22
7	4,88E+05	45	2,96E+06	273	1,90	0,31
8	5,15E+05	38	3,12E+06	230	1,91	0,33
9	4,43E+05	49	2,54E+06	281	2,01	0,31
10	5,29E+05	78	3,02E+06	446	2,02	0,25
11	5,61E+05	31	3,16E+06	175	2,04	0,40
12	4,67E+05	43	2,62E+06	241	2,06	0,34
13	5,43E+05	35	3,04E+06	196	2,06	0,38
14	5,91E+05	98	3,23E+06	536	2,11	0,23
15	6,36E+05	58	3,15E+06	287	2,33	0,34
16	6,33E+05	35	3,13E+06	173	2,34	0,43
17	6,10E+05	45	3,00E+06	221	2,35	0,39
18	6,13E+05	113	2,88E+06	531	2,46	0,26

$\rho = 5,31E+05$ 948 3,01E+06 5384
Tableau 3-7 Mina Casal buena : Rionegro
 Zircons roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	4,88E+05	49	2,88E+06	289	1,96	0,30
2	6,37E+05	47	3,38E+06	249	2,18	0,35
3	4,58E+05	38	2,24E+06	186	2,36	0,42
4	4,23E+05	16	1,77E+06	67	2,76	0,77
5	5,70E+05	21	1,93E+06	71	3,41	0,85

$\rho d = 62900$ tr/cm2 10395

Tableau 3-7, 4032 : Rionegro
 Zircons Roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	1,08E+07	597	5,61E+05	31	222,28	41,00
2	1,42E+07	366	1,01E+06	26	162,48	33,02
3	1,34E+07	259	9,30E+05	18	166,08	40,52

$\rho d = 1,22E+07$ 1222 7,47E+05 75
Tableau 3-7 3191x : Rionegro
 Zircons incolores

$\rho d = 62900$ tr/cm2
Tableau 3-7 3191x : Rionegro
 Zircons incolores

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	6,05E+06	234	1,19E+06	46	58,71	9,49
2	8,48E+06	469	1,50E+06	83	65,22	7,79
3	8,02E+06	207	1,40E+06	36	66,37	12,00
4	6,80E+06	351	1,07E+06	55	73,66	10,71

$\rho d = 7,36E+06$ 1261 1,28E+06 220
Tableau 3-7 4032 Rionegro
 Zircons incolores.

$\rho d = 62900$ tr/cm2
Tableau 3-7 4032 Rionegro
 Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	1,99E+05	11	2,30E+06	127	0,95	0,30
2	3,80E+05	14	2,09E+06	77	1,98	0,58
3	5,55E+05	23	2,63E+06	109	2,30	0,53
4	4,34E+05	24	2,01E+06	111	2,36	0,53

Totalité 3,81E+05 72 2,24E+06 424
Tableau 3-7 ES 21 : Amalfi
 Zircons Roses.

$\rho d = 59460$ tr/cm2
Tableau 3-7 ES 21 : Amalfi
 Zircons Roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,58E+05	33	2,72E+06	251	1,52	0,28
2	2,30E+05	36	1,67E+06	262	1,59	0,28
3	2,79E+05	18	1,95E+06	126	1,65	0,42
4	4,34E+05	24	3,04E+06	168	1,65	0,36

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
5	3,47E+05	64	2,40E+06	443	1,67	0,22
6	2,62E+05	41	1,77E+06	278	1,70	0,29
7	4,26E+05	40	2,71E+06	255	1,81	0,31
8	2,85E+05	21	1,79E+06	132	1,84	0,43
9	3,96E+05	73	2,48E+06	458	1,84	0,23
10	4,34E+05	120	2,55E+06	705	1,96	0,19
11	3,96E+05	73	2,19E+06	403	2,09	0,27
12	5,66E+05	73	3,12E+06	402	2,10	0,27
13	3,26E+05	51	1,63E+06	255	2,31	0,35
14	4,81E+05	62	2,30E+06	297	2,41	0,34
15	4,34E+05	20	1,91E+06	88	2,62	0,65

$\rho_d = 3,78E+05$ 749 2,28E+06 4523
Nd **10395**

Tableau 3-7, ES 19 :
 Amalfi

Zircons roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	6,25E+06	242	1,06E+06	41	64,40	10,89
2	5,12E+06	236	9,98E+05	46	55,98	9,04
3	6,32E+06	233	1,09E+06	40	63,56	10,89
4	6,60E+06	73	1,27E+06	14	56,89	16,61
5	2,68E+06	111	3,86E+05	16	75,69	20,25
	5,14E+06	895	9,01E+05	157		

$\rho_d = 5,9460 \text{ tr/cm}^2$ **Nd** **13369**

Tableau 3-7, ES 19 :
 Amalfi

Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	5,43E+05	5	1,95E+06	18	3,21	1,62
2	1,01E+06	14	2,60E+06	36	4,49	1,41
3	1,27E+06	14	2,98E+06	33	4,90	1,56
4	1,50E+06	29	3,05E+06	59	5,67	1,29

$\rho = 1,16E+06$ 62 2,73E+06 146
 $\rho = 6,2900 \text{ tr/cm}^2$ **Nd** **10395**

Tableau 3-9,, Rionegro (#8) : Terasse de Rionegro
 Zircons roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	4,65E+06	429	1,06E+06	98	47,76	5,36
2	2,95E+06	272	6,73E+05	62	47,87	6,75
3	2,70E+06	249	5,86E+05	54	50,31	7,57
4	2,19E+06	202	4,12E+05	38	58,00	10,27
5	2,70E+06	249	4,88E+05	45	60,37	9,79
6	2,67E+06	246	4,77E+05	44	61,00	10,00
7	1,99E+06	183	3,04E+05	28	71,31	14,48
	2,84E+06	1830	5,72E+05	369		

$\rho_d = 5,9460 \text{ tr/cm}^2$ **Nd** **13369**

Tableau 3-10, 3174 : Profil El Tambo, secteur de San Pedro.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	2,10E+05	31	1,95E+06	287	1,18	0,22
2	1,99E+05	22	1,54E+06	170	1,41	0,32
3	2,40E+05	31	1,70E+06	219	1,54	0,30
4	1,41E+05	13	8,68E+05	80	1,77	0,53
5	2,50E+05	46	1,49E+06	274	1,83	0,29
6	3,26E+05	21	1,94E+06	125	1,83	0,43
7	2,98E+05	22	1,76E+06	130	1,85	0,43
8	2,71E+05	35	1,60E+06	206	1,85	0,34
9	3,53E+05	26	1,95E+06	144	1,97	0,42
10	3,93E+05	29	2,10E+06	155	2,04	0,41
11	3,80E+05	21	1,75E+06	97	2,36	0,57
12	4,88E+05	36	1,99E+06	147	2,67	0,50
13	4,34E+05	24	1,72E+06	95	2,76	0,63
14	4,88E+05	45	1,70E+06	157	3,13	0,53
15	5,43E+05	35	1,78E+06	115	3,32	0,64
16	5,89E+05	38	1,86E+06	120	3,46	0,64

$\rho_d = 3,20E+05$ 475 1,67E+06 2521
 $\rho_d = 5,9460 \text{ tr/cm}^2$ **Nd** **13369**

Tableau 3-10, 3174r : Profil El Tambo, secteur de San Pedro.
 Zircons roses.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	2,19E+06	121	3,62E+05	20	66,01	15,94
2	2,64E+06	243	3,91E+05	36	73,65	13,17
3	4,16E+06	383	6,08E+05	56	74,62	10,70
4	4,99E+06	184	5,70E+05	21	95,60	22,04

$\rho = 3,37E+06$ 931 4,81E+05 133
 $\rho = 5,9460 \text{ tr/cm}^2$ **Nd** **13369**

Tableau 3-10, 3175 : Profil El Tambo, secteur de San Pedro.
 Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,31E+05	61	1,82E+06	336	1,98	0,28
2	3,44E+05	19	1,74E+06	96	2,16	0,54
3	3,57E+05	27	1,59E+06	120	2,45	0,52
4	4,50E+05	29	1,95E+06	126	2,51	0,52
5	4,12E+05	19	1,78E+06	82	2,53	0,64
6	3,38E+05	28	1,37E+06	114	2,68	0,57
7	6,33E+05	28	2,01E+06	89	3,43	0,74
8	7,96E+05	11	2,46E+06	34	3,53	1,22

$\rho = 3,92E+05$ 222 1,76E+06 997
 $\rho = 6,0695 \text{ tr/cm}^2$ **Nd** **10909**

Tableau 3-10, 3175r : Profil El Tambo, secteur de San Pedro.
 Zircons roses.

Tableau 3-10, 3176 : Profil El Tambo, secteur de San Pedro.
Zircons incolores

Tableau 3-10, 3176 : Profil El Tambo, secteur de San Pedro.
Zircons incolores

pd=	59460 tr/cm2	Nd	13369
Tableau 3-10, 3176r : Profil El Tambo, secteur de San Pedro.			
Zircons roses.			

Tableau 3-10, 3176r : Profil El Tambo, secteur de San Pedro.
Zircons roses.

ρ=	60100 tr/cm2	Nd	7155
Tableau 3-11, Tablaza 1:		Vallée d'Aburra, observateur : G.T.	

Tableau 3-11, Tablaza 1: Vallée d'Aburra, observateur : G.T.

ρ=	60100 tr/cm2	Nd	7155
Tableau 3-11, Tablaza 1:		Vallée d'Aburra, observateur : A.A.	
Zircons rose.			

Tableau 3-11, Tablaza 1: Vallée d'Aburra, observateur : A.A.
Zircons rose.

ρ=	61500 tr/cm2	Nd	7314
Tableau 3-11, Tablaza 2: Vallée d'Aburra, observateur : G.T.			
Zircons rose.			

Tableau 3-11, Tablaza 2: Vallée d'Aburra, observateur : G.T.
Zircons rose.

pd=	61500 tr/cm2	Nd	7314
Tableau 3-11, Tablaza 2:		Vallée d'Aburra, observateur : A.A.	
Zircons rose.			

Tableau 3-11, Tablaza 2: Vallée d'Aburra, observateur : A.A.
Zircons rose.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,74E+05	31	1,22E+06	101	3,46	0,71
2	6,94E+05	32	2,43E+06	112	3,22	0,65
3	3,72E+05	24	1,43E+06	92	2,94	0,68
4	6,13E+05	35	2,36E+06	135	2,93	0,56
5	9,67E+05	41	3,00E+06	127	3,64	0,66
5,56E+05		163	1,93E+06	567		
$\rho =$ 61500 tr/cm2					Nd	7314
Tableau 3-11, Tablaza 4:			Vallée d'Aburra, observateur : G.T.			
Zircons rose.						

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	4,34E+05	16	2,44E+06	90	2,00	0,54
2	6,15E+05	34	2,51E+06	139	2,76	0,53
3	3,98E+05	22	1,36E+06	75	3,30	0,80
4	4,67E+05	43	1,46E+06	135	3,59	0,63
	4,80E+05	115	1,83E+06	439		
$\rho =$	61500 tr/cm2				Nd	7314
Tableau 3-11, Tablaza 4:			Vallée d'Aburra, observateur : A.A.			
Zircons rose.						

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,98E+05	11	2,89E+06	80	1,52	0,49
2	5,27E+05	17	3,13E+06	101	1,86	0,49
3	3,80E+05	7	2,06E+06	38	2,03	0,84
4	7,05E+05	26	3,42E+06	126	2,28	0,49
5	5,76E+05	34	2,64E+06	156	2,40	0,46
6	6,08E+05	37	2,78E+06	169	2,41	0,44
7	6,32E+05	39	2,59E+06	160	2,69	0,48
8	7,54E+05	25	3,04E+06	101	2,73	0,61
9	2,79E+06	36	1,12E+07	145	2,74	0,51
10	9,89E+05	62	3,45E+06	216	3,17	0,46
11	7,75E+05	50	2,64E+06	170	3,24	0,52
12	7,00E+05	20	2,14E+06	61	3,62	0,93
13	1,14E+06	21	2,82E+06	52	4,45	1,15
7,45E+05		385	3,05E+06	1575		
pd= 60100 tr/cm2					Nd	7155
Tableau 3-11, Tablaza 8:			Vallée d'Aburra, observateur : G.T.			
Zircons rose.						

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	4,34E+05	24	2,26E+06	125	2,16	0,48
2	5,97E+05	22	2,98E+06	110	2,25	0,53
3	4,07E+05	15	2,03E+06	75	2,25	0,64
4	5,15E+05	19	2,55E+06	94	2,27	0,57
5	5,43E+05	20	2,60E+06	96	2,34	0,58
6	1,63E+06	30	7,70E+06	142	2,37	0,48

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
7	5,02E+05	37	2,37E+06	175	2,38	0,43
8	5,79E+05	32	2,73E+06	151	2,38	0,46
9	4,34E+05	24	1,99E+06	110	2,45	0,55
10	5,15E+05	19	2,33E+06	86	2,48	0,63
11	5,15E+05	19	2,28E+06	84	2,54	0,65
12	6,24E+05	23	2,74E+06	101	2,56	0,59
13	6,51E+05	12	2,82E+06	52	2,59	0,83
14	6,51E+05	24	2,77E+06	102	2,64	0,60
15	7,32E+05	27	2,98E+06	110	2,76	0,59
16	6,51E+05	24	2,63E+06	97	2,78	0,63
17	6,03E+05	20	2,41E+06	80	2,81	0,70
18	6,63E+05	22	2,65E+06	88	2,81	0,67
19	5,15E+05	19	1,93E+06	71	3,01	0,78
20	6,15E+05	34	2,24E+06	124	3,08	0,60
21	7,41E+05	41	2,28E+06	126	3,66	0,66
22	6,69E+05	37	2,04E+06	113	3,68	0,70
23	2,71E+05	15	7,41E+05	41	4,11	1,24
	5,77E+05	559	2,43E+06	2353		
pd=	60100 tr/cm2				Nd	7155
Tableau 3-11, Tablaza 8: Vallée d'Aburra, observateur : A.A.						
Zircons rose.						

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,16E+05	21	2,43E+06	161	1,44	0,34
2	3,10E+05	20	2,29E+06	148	1,50	0,36
3	4,12E+05	19	2,99E+06	138	1,52	0,37
4	3,19E+05	10	2,11E+06	66	1,68	0,57
5	2,46E+05	43	1,60E+06	280	1,70	0,28
6	1,93E+05	16	1,12E+06	93	1,90	0,52
7	2,17E+05	19	1,17E+06	102	2,06	0,52
8	3,47E+05	16	1,82E+06	84	2,11	0,58
9	3,80E+05	21	1,86E+06	103	2,26	0,54
10	3,27E+05	19	1,60E+06	93	2,26	0,57
11	4,07E+05	15	1,98E+06	73	2,27	0,64
12	3,53E+05	26	1,67E+06	123	2,34	0,51
13	7,84E+05	13	3,68E+06	61	2,36	0,72
14	5,64E+05	13	2,43E+06	56	2,57	0,79
15	4,99E+05	23	2,06E+06	95	2,68	0,62
16	6,10E+05	54	2,34E+06	207	2,89	0,44
	3,49E+05	348	1,89E+06	1883		

pd= 60300 tr/cm2		Nd 10672				
Tableau 3-11, Robledo:		Dépôt de versant Valle d'Aburra.				
zircons rose.						
n	ρs	Ns	ρi	Ni	ti	±1σ
1	3,98E+06	88	8,59E+05	19	51,25	12,97
2	2,53E+06	56	5,43E+05	12	51,64	16,43
3	9,58E+06	212	1,94E+06	43	54,55	9,14
	5,37E+06	356	1,12E+06	74		
p= 60300 tr/cm2		Nd 10672				
Tableau 3-11, Robledo:		Dépôt de versant Valle d'Aburra.				

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	1,09E+04	1	7,70E+05	71	0,16	0,16
2	2,17E+04	1	1,09E+06	50	0,23	0,23
3	3,29E+04	1	9,86E+05	30	0,38	0,38
4	5,97E+04	11	1,22E+06	224	0,55	0,17
5	7,91E+04	7	1,31E+06	116	0,68	0,26
6	7,28E+04	10	1,04E+06	143	0,79	0,26
7	7,60E+04	14	1,05E+06	193	0,82	0,23
8	1,09E+05	5	1,41E+06	65	0,87	0,40
9	9,77E+04	9	1,26E+06	116	0,87	0,30
10	1,09E+05	5	1,24E+06	57	0,99	0,46
11	1,50E+05	18	1,66E+06	199	1,02	0,25
12	1,02E+05	17	1,11E+06	184	1,04	0,26
13	6,20E+04	8	5,89E+05	76	1,19	0,44
14	1,29E+05	13	1,12E+06	113	1,30	0,38
15	1,18E+05	12	9,27E+05	94	1,44	0,44
16	1,96E+05	26	1,27E+06	168	1,75	0,37
17	1,24E+05	16	7,44E+05	96	1,88	0,51
18	1,28E+05	13	6,71E+05	68	2,16	0,65
19	1,19E+05	11	5,86E+05	54	2,30	0,76
	1,38E+05	91	9,02E+05	593		

pd= 60695 tr/cm2
Tableau 3- 3007, stone line, La Unión. Population 2
Zircons rose.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	1,90E+05	7	2,22E+06	82	0,94	0,37
2	2,60E+05	12	2,73E+06	126	1,05	0,32
3	1,74E+05	8	1,63E+06	75	1,18	0,44
4	2,41E+05	20	2,13E+06	177	1,25	0,29
5	3,26E+05	6	2,66E+06	49	1,35	0,58
6	2,85E+05	21	2,29E+06	169	1,37	0,32
7	3,53E+05	13	2,69E+06	99	1,45	0,43
8	2,44E+05	9	1,84E+06	68	1,46	0,52
9	3,26E+05	21	2,29E+06	148	1,56	0,37
10	5,43E+05	25	3,80E+06	175	1,58	0,34
11	1,93E+05	16	1,34E+06	111	1,59	0,43
12	3,53E+05	52	2,38E+06	351	1,63	0,24
13	3,26E+05	15	2,13E+06	98	1,69	0,47
14	3,69E+05	17	2,39E+06	110	1,70	0,44
15	4,84E+05	25	2,96E+06	153	1,80	0,39
16	4,07E+05	15	2,44E+06	90	1,84	0,51
17	3,10E+05	40	1,83E+06	236	1,87	0,32
18	4,34E+05	14	2,54E+06	82	1,88	0,54
19	4,13E+05	24	2,34E+06	136	1,95	0,43
20	4,34E+05	20	2,43E+06	112	1,97	0,48
21	4,50E+05	56	2,36E+06	293	2,11	0,31
22	4,52E+05	15	2,35E+06	78	2,12	0,60
23	4,65E+05	15	2,39E+06	77	2,15	0,61
24	3,26E+05	9	1,66E+06	46	2,16	0,79
25	4,19E+05	27	2,12E+06	137	2,17	0,46
26	4,22E+05	35	2,09E+06	173	2,23	0,41

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
27	4,77E+05	44	2,33E+06	215	2,26	0,37
28	3,26E+05	21	1,58E+06	102	2,27	0,54
29	4,70E+05	13	2,28E+06	63	2,28	0,69
30	5,67E+05	47	2,68E+06	222	2,33	0,38
31	4,70E+05	52	2,19E+06	242	2,37	0,36
32	3,66E+05	27	1,61E+06	119	2,50	0,53
33	5,17E+05	50	2,26E+06	219	2,52	0,40
34	6,33E+05	49	2,73E+06	211	2,56	0,41
35	5,43E+05	16	2,31E+06	68	2,59	0,72
36	4,77E+05	22	2,02E+06	93	2,61	0,62
37	4,01E+05	37	1,69E+06	156	2,62	0,48
38	6,36E+05	41	2,67E+06	172	2,63	0,46
39	5,56E+05	41	2,33E+06	172	2,63	0,46
40	6,15E+05	34	2,48E+06	137	2,74	0,53
41	6,15E+05	34	2,44E+06	135	2,78	0,53
42	5,89E+05	38	2,33E+06	150	2,79	0,51
43	5,09E+05	30	2,00E+06	118	2,80	0,57
44	4,50E+05	29	1,74E+06	112	2,86	0,60
45	4,59E+05	33	1,75E+06	126	2,89	0,57
46	6,05E+05	39	2,23E+06	144	2,99	0,54
47	7,98E+05	50	2,90E+06	182	3,03	0,49
48	7,38E+05	34	2,60E+06	120	3,12	0,61
49	6,08E+05	28	2,11E+06	97	3,18	0,68
50	7,97E+05	36	2,61E+06	118	3,36	0,64
51	7,60E+05	35	2,45E+06	113	3,42	0,66
52	4,79E+05	53	1,45E+06	160	3,65	0,58
53	9,33E+05	43	2,58E+06	119	3,99	0,71
54	4,79E+05	15	1,21E+06	38	4,35	1,33
55	8,68E+05	20	2,08E+06	48	4,60	1,22

	4,62E+05	1548	2,21E+06	7422
pd=	60100 tr/cm2		Nd	7155
Tableau 3-12 tfla :				Stone line, Rionegro.
	Zircons rose.			

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	1,55E+05	6	2,17E+06	84	0,81	0,34
2	8,44E+04	7	1,06E+06	88	0,90	0,35
3	1,11E+05	5	9,52E+05	43	1,31	0,62
4	2,39E+05	11	2,02E+06	93	1,33	0,43

1,36E+05	29	1,45E+06	308
pd= 61450 tr/cm2		Nd	7314
Tableau 3-12 tflb :		Stone line, Rionegro.	
Zircons incolores.			

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	4,34E+04	2	2,60E+06	120	0,19	0,13
2	2,71E+04	1	1,19E+06	44	0,26	0,26
3	5,43E+04	2	1,87E+06	69	0,33	0,23
4	3,01E+04	2	9,80E+05	65	0,35	0,25

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
5	7,23E+04	4	2,10E+06	116	0,39	0,20
6	1,09E+05	3	2,21E+06	61	0,55	0,33
7	7,23E+04	4	1,45E+06	80	0,56	0,29
8	2,17E+05	6	2,31E+06	64	1,06	0,45
1	3,29E+06	91	1,12E+06	31	33,10	6,89
2	4,81E+06	124	1,36E+06	35	39,95	7,66
3	4,48E+06	198	1,24E+06	55	40,59	6,21
4	6,51E+06	180	1,63E+06	45	45,11	7,54
5	6,78E+06	125	1,68E+06	31	45,47	9,14
6	6,33E+06	175	1,52E+06	42	46,98	8,09
7	4,15E+06	153	7,32E+05	27	63,90	13,36
1	7,19E+06	265	1,25E+06	46	64,96	10,40
2	5,86E+06	216	9,77E+05	36	67,66	12,21
3	7,02E+06	194	1,16E+06	32	68,36	13,07
4	8,16E+06	203	1,33E+06	33	69,37	13,04
5	8,33E+06	215	1,32E+06	34	71,31	13,19
6	6,62E+06	183	9,77E+05	27	76,43	15,78
7	8,14E+06	225	1,19E+06	33	76,88	14,36
8	8,64E+06	239	1,27E+06	35	77,00	13,97
9	6,73E+06	186	8,68E+05	24	87,39	18,98

$\rho_d = 3,64E+06$ 2996 1,44E+06 1185

$\rho_d = 61450 \text{ tr/cm}^2$ Nd 7314
Tableau 3-12 tflc : Stone line, Rionegro.

Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	6,51E+04	3	2,71E+06	125	0,27	0,16
2	2,17E+04	2	3,36E+05	31	0,73	0,53
3	1,50E+05	4	2,13E+06	57	0,79	0,41
4	1,22E+05	9	1,56E+06	115	0,88	0,31
5	9,65E+04	4	1,16E+06	48	0,94	0,49
6	9,44E+04	4	9,67E+05	41	1,10	0,58
7	1,70E+05	8	1,66E+06	78	1,16	0,43
8	6,51E+04	6	5,53E+05	51	1,33	0,57
9	2,71E+05	7	1,94E+06	50	1,58	0,64
10	4,34E+04	4	1,95E+05	18	2,51	1,39
11	4,34E+05	12	1,56E+06	43	3,15	1,03
12	5,68E+05	22	1,68E+06	65	3,82	0,94
13	4,03E+05	26	1,09E+06	70	4,19	0,96
14	1,30E+05	12	3,26E+05	30	4,51	1,54
15	3,72E+05	24	8,22E+05	53	5,11	1,26
16	2,06E+05	19	3,91E+05	36	5,95	1,69
17	1,13E+06	96	7,08E+05	60	18,02	2,97

$\rho_d = 2,52E+05$ 215 6,68E+05 375

$\rho_d = 61450 \text{ tr/cm}^2$ Nd 7314
Tableau 3-12 tef 10a : Stone line, Rionegro.

Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,26E+05	18	2,12E+06	117	1,70	0,43
2	6,69E+05	37	4,34E+06	240	1,70	0,30
3	4,45E+05	16	2,87E+06	103	1,71	0,46
4	3,62E+05	15	2,29E+06	95	1,74	0,48
5	3,98E+05	22	2,42E+06	134	1,81	0,42
6	3,80E+05	14	2,28E+06	84	1,84	0,53
7	3,69E+05	17	2,08E+06	96	1,95	0,51
8	5,89E+05	38	3,24E+06	209	2,01	0,35
9	4,95E+05	62	2,67E+06	335	2,04	0,28
10	5,43E+05	15	2,68E+06	74	2,24	0,63
11	4,07E+05	9	1,99E+06	44	2,26	0,83
12	5,21E+05	24	2,47E+06	114	2,32	0,52
13	5,79E+05	24	2,75E+06	114	2,32	0,52
14	4,70E+05	26	2,13E+06	118	2,43	0,53
15	4,99E+05	23	2,24E+06	103	2,46	0,57
16	6,15E+05	34	2,73E+06	151	2,48	0,47
17	5,43E+05	18	2,23E+06	74	2,68	0,71
18	6,08E+05	28	2,47E+06	114	2,71	0,57
19	6,78E+05	50	2,63E+06	194	2,84	0,45
20	5,81E+05	30	2,25E+06	116	2,85	0,59
21	4,52E+05	15	1,75E+06	58	2,85	0,83
22	7,16E+05	33	2,71E+06	125	2,91	0,57
23	6,33E+05	14	2,40E+06	53	2,91	0,88
24	9,33E+05	43	3,52E+06	162	2,93	0,50
25	7,51E+05	18	2,59E+06	62	3,20	0,86
26	6,94E+05	32	2,19E+06	101	3,49	0,71
27	7,23E+05	14	2,27E+06	44	3,51	1,08
28	9,16E+05	27	2,64E+06	78	3,82	0,85
29	8,00E+05	59	2,09E+06	154	4,23	0,65
30	8,68E+05	32	1,95E+06	72	4,90	1,04
31	9,04E+05	25	1,77E+06	49	5,63	1,38

$\rho_d = 5,87E+05$ 832 2,14E+06 2527000

$\rho_d = 60100 \text{ tr/cm}^2$ Nd 7155
Tableau 3-12 tef 10b : Stone line, Rionegro.

Zircons incolores.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	2,79E+05	18	2,08E+06	134	1,47	0,37
2	1,11E+05	5	1,31E+06	59	0,92	0,43
3	1,21E+05	10	1,07E+06	89	1,23	0,41

$\rho_d = 1,71E+05$ 33 1,46E+06 282

$\rho_d = 59450 \text{ tr/cm}^2$ Nd 13369
Tableau 3-14, 3164 Sonsón, unité volcanique supérieur.
Zircons roses

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	3,88E+04	1	2,44E+06	63	0,18	0,18
2	2,71E+04	1	1,49E+06	55	0,20	0,21

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
3	3,95E+04	4	1,82E+06	185	0,24	0,12
4	4,26E+04	4	1,94E+06	182	0,25	0,13
5	8,14E+04	3	3,34E+06	123	0,27	0,16
6	4,34E+04	2	1,74E+06	80	0,28	0,20
7	7,23E+04	1	2,82E+06	39	0,29	0,29
8	4,34E+04	1	1,52E+06	35	0,32	0,33
9	8,68E+04	2	2,95E+06	68	0,33	0,24
10	8,14E+04	3	2,09E+06	77	0,44	0,26
11	1,30E+05	12	2,66E+06	245	0,55	0,16
12	1,55E+05	2	2,25E+06	29	0,78	0,57
13	5,43E+04	2	7,05E+05	26	0,87	0,64
14	1,36E+05	3	1,36E+06	30	1,13	0,68
15	1,91E+06	37	1,55E+06	30	13,89	3,41
16	2,69E+06	248	9,01E+05	83	33,64	4,27
2,11E+05		326	8,74E+05	1350		
pd=	61420	Nd		5199		

Tableau 3-15, 3167 :

Zircons incolores

Sonsón, unité volcanique supérieur.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	7,23E+04	2	4,30E+06	119	0,19	0,14
2	5,49E+04	4	2,90E+06	211	0,21	0,11
3	2,17E+04	1	7,60E+05	35	0,32	0,33
4	1,21E+05	3	3,42E+06	85	0,40	0,23
5	1,55E+05	4	4,03E+06	104	0,43	0,22
6	1,81E+05	5	4,38E+06	121	0,47	0,21
7	1,36E+05	5	3,09E+06	114	0,49	0,23
8	1,74E+05	4	3,73E+06	86	0,52	0,27
9	1,44E+05	9	3,03E+06	190	0,53	0,18
10	1,81E+05	4	3,75E+06	83	0,54	0,28
11	1,45E+05	4	3,00E+06	83	0,54	0,28
12	2,17E+05	9	4,17E+06	173	0,59	0,20
13	1,73E+05	7	3,28E+06	133	0,59	0,23
14	1,63E+05	12	3,02E+06	223	0,61	0,18
15	6,78E+04	2	1,12E+06	33	0,68	0,50
16	1,45E+05	2	2,39E+06	33	0,68	0,50
17	2,30E+05	7	2,96E+06	90	0,88	0,34
18	2,89E+05	8	3,54E+06	98	0,92	0,34
19	2,17E+05	8	2,63E+06	97	0,93	0,34
20	2,17E+05	3	2,53E+06	35	0,97	0,58
21	3,43E+05	6	3,14E+06	55	1,23	0,53
22	2,17E+05	14	1,77E+06	114	1	0,39
23	5,17E+05	10	2,12E+06	41	2,75	0,97
24	2,89E+05	8	9,77E+05	27	3,34	1,35
25	5,14E+05	9	1,66E+06	29	3,50	1,34
26	1,05E+06	33	8,62E+05	27	13,48	3,50
27	2,11E+06	72	1,52E+06	52	15,27	2,78
28	1,63E+06	60	1,17E+06	43	15,39	3,08
29	2,03E+06	56	1,19E+06	33	18,71	4,11
30	1,74E+06	40	9,98E+05	23	19,18	5,02
31	4,27E+06	118	2,31E+06	64	20,33	3,17
32	2,29E+06	59	1,16E+06	30	21,69	4,87

33	3,44E+06	38	1,72E+06	19	22,06	6,20
34	3,98E+06	44	1,99E+06	22	22,06	5,77
35	2,43E+06	56	1,17E+06	27	22,87	5,37
36	4,05E+06	112	1,84E+06	51	24,22	4,10
37	3,03E+06	134	1,38E+06	61	24,23	3,75
38	2,53E+06	70	1,12E+06	31	24,90	5,38
39	1,98E+06	51	8,53E+05	22	25,57	6,53
40	2,95E+06	57	1,24E+06	24	26,19	6,38
41	2,42E+06	67	9,77E+05	27	27,37	6,25
42	3,36E+06	124	1,25E+06	46	29,73	5,14
43	3,69E+06	68	1,36E+06	25	30,00	7,03
44	1,91E+06	37	6,72E+05	13	31,39	10,13
45	4,34E+06	84	1,50E+06	29	31,94	6,89
46	3,62E+06	120	1,18E+06	39	33,93	6,27
47	3,31E+06	61	1,03E+06	19	35,41	9,31
48	3,76E+06	52	1,16E+06	16	35,84	10,26
49	1,77E+06	49	5,43E+05	15	36,03	10,64
50	3,07E+06	119	9,30E+05	36	36,45	6,95
51	4,21E+06	97	1,26E+06	29	36,89	7,82
52	4,34E+06	48	1,18E+06	13	40,72	12,74

	1,35E+06	2076	2,12E+06	3248
pd=	60100		Nd=	7155
	tr/cm ²			

Tableau 3-15, tef97 :

Zircons incolores

Mesopotamia, unité volcanique supérieur.

n	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	t_i	$\pm 1\sigma$
1	5,05E+04	4	2,97E+06	235	0,19	0,09
2	5,43E+04	2	2,60E+06	96	0,23	0,16
3	2,71E+04	4	1,24E+06	183	0,24	0,12
4	6,68E+04	8	2,60E+06	312	0,28	0,10
5	6,03E+04	5	2,24E+06	186	0,29	0,13
6	7,75E+04	6	2,66E+06	206	0,32	0,13
7	6,20E+04	8	1,97E+06	254	0,34	0,12
8	1,31E+05	15	2,84E+06	325	0,50	0,13
9	1,60E+05	14	2,92E+06	256	0,60	0,16
10	5,43E+04	3	7,60E+05	42	0,78	0,47
11	2,24E+05	31	2,67E+06	369	0,92	0,17
12	1,09E+05	4	1,25E+06	46	0,95	0,49
13	2,17E+05	8	2,47E+06	91	0,96	0,35
14	1,97E+05	20	1,99E+06	202	1,08	0,25
15	1,95E+05	9	1,74E+06	80	1,23	0,43
16	1,15E+06	74	1,02E+06	66	12,233	2,0739
17	1,37E+06	63	9,11E+05	42	16,366	3,2633
18	1,84E+06	170	8,79E+05	81	22,899	3,098
19	1,72E+06	76	7,69E+05	34	24,389	5,0365
20	3,22E+06	187	1,14E+06	66	30,914	4,4342
21	2,40E+06	177	6,37E+05	47	41,09	6,7519

5,32E+05		888	1,93E+06	3219				
pd= 59460		Nd= 13360						
tr/cm ²								

Tableau 3-15, 3005 :

La Unión, unité volcanique supérieur.

Annexe C

Données géochimies

Microsonde

Département d'Antioquia

Données analytiques du Tableau 3-18. n= nombre des esquilles.

# mesures		n	tef	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	MnO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	H ₂ O
Unité supérieure													
	5	3	139	3,57	0,16	3,71	0,93	0,20	0,87	0,11	77,90	12,54	6,32
	6	4	138	3,78	0,29	3,27	1,30	0,20	0,94	0,03	76,30	13,88	5,51
	6	3	137	3,72	0,21	3,47	1,30	0,20	0,93	0,05	76,78	13,32	4,78
	5	3	136	3,47	0,23	3,64	1,08	0,36	0,89	0,05	77,32	12,96	5,67
	4	2	101	3,87	0,41	3,45	1,28	0,19	1,00	0,08	76,10	13,62	6,88
	11	5	3134	3,81	0,28	3,36	1,35	0,21	1,01	0,03	76,31	13,64	3,55
	1	1	3135	3,76	0,16	3,62	1,39	0,00	0,74	0,02	76,55	13,77	3,13
	5	3	3141	3,86	0,38	3,44	1,44	0,20	1,08	0,08	75,70	13,81	5,92
	3	2	135	3,68	0,33	3,25	1,38	0,18	1,06	0,06	76,63	13,43	5,15
Moyenne	46	26	Uni I	3,73	0,27	3,47	1,27	0,19	0,95	0,06	76,62	13,44	5,21
Ecart-type				0,14	0,09	0,16	0,16	0,09	0,11	0,03	0,66	0,44	1,23
Volcano-détritique													
	6	3	tef4	3,90	0,17	1,93	1,62	0,07	0,66	0,08	76,23	15,33	9,19
	3	2	tef3	3,90	0,16	0,43	1,32	0,08	0,66	0,18	77,71	15,59	11,71
	6	3	tef73	3,89	0,16	1,50	1,65	0,03	0,66	0,07	76,73	15,31	7,99
	7	5	tef72	3,81	0,32	2,36	1,07	0,19	1,01	0,02	77,38	13,84	4,12
	5	3	3136	3,63	0,18	3,02	1,55	0,03	0,67	0,12	75,85	14,95	9,92
	7	4	134	3,68	0,25	3,14	1,35	0,13	0,82	0,08	76,58	13,98	7,68
Moyenne	34	20		3,80	0,21	2,06	1,43	0,09	0,75	0,09	76,74	14,83	8,43
Ecart-type				0,12	0,06	1,02	0,22	0,06	0,14	0,05	0,70	0,74	2,57

No.	n	tef	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	MnO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	H ₂ O
mesures												
Unité intermédiaire												
1	1	3146	4,39	0,10	2,47	1,48	0,00	0,69	0,17	76,32	14,38	4,59
3	2	3154	4,81	0,14	3,00	1,80	0,02	0,59	0,02	75,01	14,60	3,30
4	3	4,60	2,74	0,12	2,74	1,64	0,01	0,64	0,09	75,67	14,49	3,94
Ecart-type		0,30	0,03	0,23	0,37	0,23	0,02	0,07	0,11	0,93	0,16	0,91

Volcano-détritique												
6	4	tef8	3,70	0,20	0,84	1,37	0,05	0,75	0,11	77,46	15,50	9,77
4	2	131	3,73	0,16	3,12	1,50	0,05	0,71	0,10	76,13	14,49	6,66
7	4	132	3,90	0,17	3,39	1,51	0,32	0,74	0,05	76,02	13,90	6,64
7	4	107	3,67	0,21	2,92	1,56	0,11	0,76	0,14	75,18	15,46	11,49
6	3	108	3,33	0,24	2,80	1,58	0,05	0,70	0,15	75,67	15,47	13,00
Moyenne	34	17	3,67	0,20	2,62	1,50	0,12	0,73	0,11	76,09	14,97	9,51
Ecart-type			0,21	0,03	1,02	0,08	0,12	0,03	0,04	0,85	0,73	2,85

Unité Sud												
5	3	3159	3,97	0,28	3,00	1,73	0,03	0,82	0,11	75,37	14,70	9,20
5	4	3161	3,63	0,20	2,81	1,43	0,34	0,66	0,11	75,87	14,95	8,72
6	4	130	3,43	0,24	2,70	1,53	0,01	0,73	0,13	75,85	15,37	9,65
5	4	109	3,59	0,27	2,83	1,62	0,06	0,83	0,11	75,30	15,38	10,78
8	4	110	3,66	0,19	2,11	0,98	0,05	0,65	0,13	77,05	15,17	9,99
8	5	111	3,47	0,20	2,73	0,85	0,04	0,68	0,13	76,92	14,97	8,58
14	6	3139	3,68	0,18	3,03	1,50	0,06	0,71	0,12	75,57	15,16	10,87
5	4	3147	3,49	0,21	2,87	1,59	0,08	0,69	0,17	75,63	15,26	10,34
46	34		3,61	0,22	2,76	1,40	0,08	0,72	0,13	75,94	15,12	9,77
Moyenne			0,17	0,04	0,28	0,31	0,10	0,07	0,02	0,67	0,23	0,88
Ecart-type												

No.	n	tef	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	MnO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	H ₂ O
mesures												
Unité Inférieur												
5	3	129	3,75	0,10	3,23	1,29	0,36	0,33	0,10	76,35	14,48	8,42
6	5	tef10	3,72	0,15	2,18	1,21	0,03	0,63	0,19	76,72	15,18	8,16
11	8	3,73	0,12	2,70	1,25	0,20	0,48	0,14	0,14	76,53	14,83	8,29
Ecart-type		0,02	0,03	0,74	0,05	0,23	0,21	0,21	0,06	0,26	0,49	0,18

Pereira Dosquebradas

Tableau 4-3

n=nombre des esquilles. Valuer moyennes et écart-type.

#	n	Tef	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	MnO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	H ₂ O
mesures												
16	6	250	4,11	0,20	3,39	1,47	0,13	0,81	0,17	75,85	13,86	5,71
		0,13	0,15	0,16	0,16	0,08	0,08	0,34	0,41	0,67	0,18	2,24
13	5	251	3,85	0,24	3,26	1,39	0,15	0,66	0,27	76,50	13,68	3,59
		0,51	0,21	0,40	0,22	0,07	0,07	0,50	0,49	1,26	0,61	1,86
6	4	252	3,99	0,33	3,12	1,48	0,31	1,12	0,05	75,67	13,92	5,08
		0,27	0,06	0,18	0,17	0,23	0,23	0,11	0,04	0,57	0,18	3,27
9	8	253	4,02	0,30	4,23	1,25	0,26	1,27	0,02	74,94	13,71	4,18
		0,39	0,08	1,05	0,31	0,11	0,11	0,57	0,02	1,02	0,38	1,69
6	5	254	3,39	0,40	4,35	1,27	0,23	0,90	0,04	76,14	13,27	4,85
		0,70	0,35	1,30	0,20	0,13	0,13	0,74	0,05	1,12	0,63	2,27
8	4	258	4,06	0,18	3,34	1,33	0,17	0,68	0,07	77,17	13,00	2,75
		0,25	0,08	0,13	0,15	0,09	0,20	0,20	0,05	0,52	0,31	1,75

#	n	Tef	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	MnO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	H ₂ O
mesures												
4	2	259	3,40 0,44	0,36 0,42	3,84 0,72	1,29 0,32	0,17 0,07	0,83 0,31	0,02 0,02	77,13 0,94	12,97 0,38	5,08 0,77
2	1	260	3,04 0,24	0,11 0,01	3,42 0,07	1,45 0,12	0,12 0,06	0,34 0,47	0,05 0,07	77,55 0,38	13,92 0,28	3,45 0,40
5	3	261	3,89 0,12	0,17 0,04	3,99 0,49	1,21 0,20	0,21 0,15	0,87 0,41	0,09 0,10	76,12 0,33	13,45 0,53	4,17 2,18
2	2	265	3,67 0,31	0,27 0,12	3,67 0,01	1,52 0,04	0,25 0,16	1,35 0,70	0,65 0,92	74,70 2,00	13,90 0,27	4,72 1,91
5	5	268	3,99 0,15	0,37 0,11	3,72 0,28	1,37 0,13	0,33 0,16	1,43 0,23	0,05 0,06	75,26 1,07	13,47 0,61	5,44 3,02
1	1	270	3,51	0,11	5,56	0,60	0,34	0,86	0,00	76,09	12,93	2,40
3	2	3110	3,75 0,34	0,28 0,14	4,44 1,28	1,17 0,23	0,26 0,21	0,88 0,80	0,23 0,25	75,35 0,92	13,64 0,58	5,42 3,73
2	2	3111	3,47 1,19	0,25 0,21	3,36 0,03	1,43 0,10	0,16 0,02	0,28 0,40	0,01 0,01	77,18 1,15	13,87 0,32	4,95 3,87
2	2	3113	3,82 0,28	0,28 0,18	3,53 0,06	1,30 0,06	0,11 0,07	0,82 0,07	0,30 0,14	76,34 0,98	13,51 0,53	9,65 1,82

Liste des Tableaux

Tableau 1-1 : Unités lithostratigraphiques qui sont à la base de la reconstitution du début du volcanisme en Colombie	14
Tableau 1-2 : Localisation des volcans colombiens selon les secteurs définis par Hall et Wood (1985). Voir Figure 1-3 et 1-4. <i>En italique</i> , les centres volcaniques (d'après Ingeominas, 1983 <i>in</i> Cuellar et Ramirez, 1987).	15
Tableau 1-3 : Etapes morphogénétiques du massif volcanique Ruiz-Tolima, d'après Thouret (1988, 1989).	20
Tableau 1-4 : Stades glaciaires et unités de tephres du massif Ruiz-Tolima, d'après Thouret <i>et al.</i> (1993) et Thouret (1988).	25
Tableau 1-5 : datations K/Ar de roches volcaniques du massif de Ruiz-Tolima de Cantagrel, cité par Thouret, 1988 (page 237)	27
Tableau 1-6 : Datations radiométriques K/Ar et TF données par Van den Houten (1976) (a) et Van der Weil (1991) (b).	28
Tableau 1-7 : Datations des ignimbrites du sud de la Colombie. (a) Van der Weil (1991). (b) Kroonenberg <i>et al.</i> (1982) et Murcia et Pichler (1986) <i>in</i> Van der Weil (1991). (c) Doriguel <i>et al.</i> (1997). (d) Labrin (com. pers). (e) Solacroup (1998).	29
Tableau 1-8 : Compilation des datations au radiocarbone pour les formations volcaniques au nord du 5ème degré de latitude nord. En noir : datations dans ce travail.	31
Tableau 2- 1 : Liste des étalons d'âges internationalement reconnus pour la datation par traces de fission des zircons.	47
Tableau 2-2 : Age central et dispersion des âges des grains individuels qualifiée par la méthode du χ^2 et celle de la variance, pour deux situations typiques.	54
Tableau 2- 3 : Résultats obtenus pour la séparation des populations de l'échantillon tfla (Tableau 2-2). (A) âge χ^2 de Brandon (1992). L'âge maximal pour la population plus jeune serait de $2,10 \pm 0,07$ Ma. (<i>pooled age</i> (Green, 1981) pour les 45 premiers cristaux, qui correspond à un âge central de $2,08 \pm 0,08$ Ma.	62
Tableau 2-4 : Détermination du paramètre zêta (ζ). Données analytiques relatives aux dosimètres 962 du NIST.	64
Tableau 3- 1 : Localisation des coupes échantillonnées dans le département d'Antioquia et types d'études effectuées. Datations par traces de fission : entre parenthèses, nombre de montages effectués pour la datation mais non datés, pour des raisons diverses : comportement des grains au cours de l'attaque chimique, hétérogénéité de distribution de l'uranium, etc.	76

Tableau 3- 2 : Ages TF des zircons incolores et roses du secteur de Santa Rosa de Osos, département d'Antioquia (termes définis dans le Tableau 2-4, chapitre 2). I=incolores, R=roses.	78
Tableau 3- 3 : Résultats de l'analyse de populations pour l'échantillon Osos 21 (termes définis dans le Tableau 2-4 du chapitre 2).	80
Tableau 3- 4 : Ages traces de fission des zircons roses d'Envigado 3, 4, et 6 par granulométrie et <i>en italique</i> , en regroupant tous les grains (termes définis dans le Tableau 2-4 du chapitre 2). La profondeur a été prise par rapport à la surface actuelle, mais elle ne correspond pas au niveau superficiel d'érosion, car des travaux d'infrastructure l'ont dégagé localement.	85
Tableau 3- 5 : Résultats de l'analyse de populations pour les zircons roses du profil Envigado (termes définis dans le Tableau 2-4 du chapitre 2).	88
Tableau 3- 6 : Age maximum de dépôt des tephres d'Envigado.	89
Tableau 3- 7 : Ages traces de fission des zircons incolores et roses des sédiments lacustres de l'orient antioqueño. Voir Figures 3-12, 3-13 et 3-14 pour les coupes stratigraphiques (termes définis dans le Tableau 2-4, chapitre 2). <i>En italique</i> , les montages effectués sur des zircons incolores.	105
Tableau 3- 8 : Ages des zircons volcaniques des paléolacs de La Unión, Rionegro et Amalfi. En gras, les valeurs moyennes.	108
Tableau 3- 9 : Ages traces de fission des zircons roses provenant de la terrasse supérieure de Rionegro. Termes déjà définis dans le Tableau 2-4, chapitre 2. Latitude 6°10', longitude 75°30'50".	111
Tableau 3-10 : Ages traces de fission des zircons incolores et roses du profil El Tambo, secteur de San Pedro. Termes déjà définis dans le Tableau 2-4 du chapitre 2. Latitude 6°26'3", longitude 75°35'.	115
Tableau 3-11 : Ages traces de fission des zircons provenant de dépôts de l'intérieur de la vallée d'Aburrá. Mesures croisées : A.A., Ali Azdimoussa; G.T., Gloria Toro. Données partiellement publiées in Toro <i>et al.</i> (1996). zeta A.A., 374±6 et zeta G.T., 366±6.	128
Tableau 3-12 : Ages traces de fission des zircons incolores et roses des échantillons de la stone line.	136
Tableau 3-13 : Résultats de l'analyse de populations pour les échantillons appartenant à la stone line.	146
Tableau 3-14 : Echantillons de cendres supérieures prélevés dans le département d'Antioquia. Sur quelques-unes ces coupes, d'autres échantillons ont été pris en dessous de ces cendres et traités précédemment (voir §3.4, §3.6).	147
Tableau 3-15 : Ages traces de fission des zircons associés aux cendres supérieures de l'unité volcanique sud des cendres supérieures d'Antioquia.	154
Tableau 3-16 : Résultats de l'analyse de populations pour les zircons associés à l'unité volcanique sud.	159

Tableau 3-17 : Nombre d'esquilles analysées à l microsonde, par localité par unité volcanique dans le cendres supérieures d'Antioquia. Les niveaux échantillonnés sont repérés par une étoile dans les Figures 3-46, 3-47 et 3-48.	168
Tableau 3-18 : Résultat des analyses à la microsonde électronique, par unité volcanique. La composition des esquilles a été recalculée sur une base de 0% d'eau+volatiles. n, nombre d'esquilles analysées, pour chaque oxyde, on donne la moyenne et l'écart-type des mesures.	172
Tableau 3-19 : Ages traces de fission des zircons dans le département d'Antioquia. A droite, comparaison entre (*) les résultats donnés par le modèle bimodal de Galbraith et Green (1990) et l'âge central calculé selon les probabilités de chaque grain d'appartenir à chaque population (voir texte).	180
Tableau 3- 20 : Résultats obtenus sur les échantillons provenant du plateau de Bogotá (Gaviria, S. Van der Hammen, T., Poupeau, G. et Toro, G. en cours).	189
Tableau 3- 21 : Résultats de la datation par traces de fission des zircons qui font partie des formations superficielles de Colombie centrale (Toro, G., Vélasquez, A. Poupeau, G et Schwabe, E. en cours).	190
Tableau 4-1 : Coupes échantillonnées le long du transect Ruiz-Tolima/Cordillère Occidentale, département de Risaralda (voir Figure 4-1).	204
Tableau 4- 2 : Caractéristiques des esquilles des verres volcaniques du secteur de Pereira-Dosquebradas (coupes Palacio de Justicia et Dosquebradas) analysées à la microsonde électronique. Sur 119 points de mesure, 21 sont tombés sur des minéraux et 16 ont eu une balance stoechiométrique inférieure à 85%. A=Nombre de mesures B=Nombre des données qui correspondent à des minéraux C=Nombre de données qui correspondent à des esquilles très altérées avec >15% pour eau + volatiles.	230
Tableau 4- 3 : Résultat des analyses à la microsonde électronique. La composition des esquilles a été recalculée sur une base de 0% d'eau. n/ nombre d'esquilles analysées.	232
Tableau 4- 4 : Ages ¹⁴ C des échantillons de matériel organique.	233

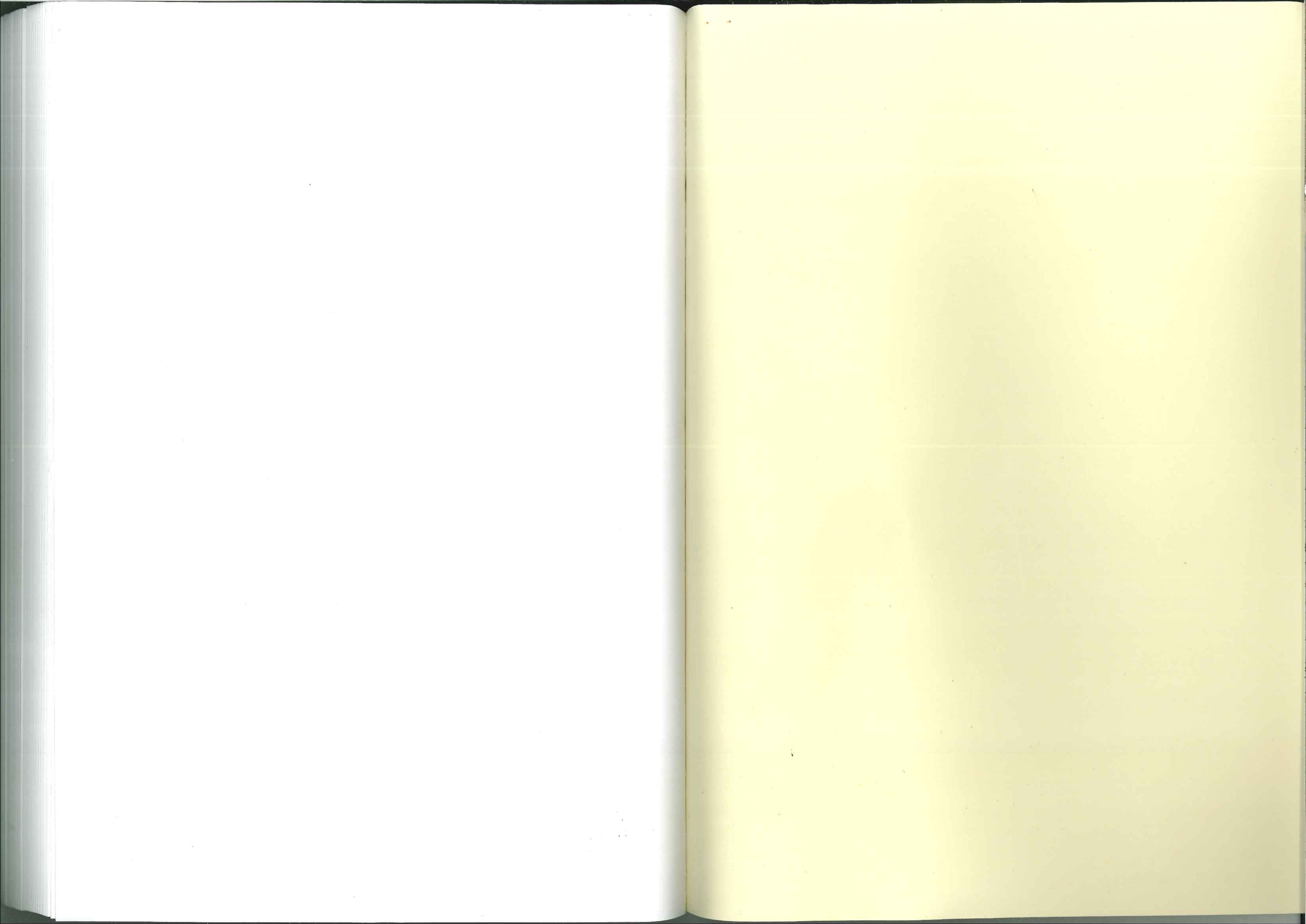
Liste des Figures

- Figure 1-1 : Position structurale des Andes de Colombie. (a) Variations structurales le long des Andes, d'après Kleipeis et Austin (1997) et Mégard (1987). (B) Schéma global des terrains accréionnés du domaine océanique (d'après Toussaint et Restrepo, 1988). Les limites des plaques sont tracées d'après James (1985) in Murcia (1987). 8
- Figure 1-2 : Principales provinces géomorphologiques de la Colombie. D'après Irving (1971). 9
- Figure 1-3 : Carte montrant les segments andins proposés par Hall et Wood (1985). A=Limite Cañasgordas, B= Cartago, C= Huila, D=Puracé, E= Guairapungo, F=Río Mira, G= Pastaza-Esmeralda. 11
- Figure 1-4 : Localisation des principaux volcans de Colombie, d'après Cepeda et al. (1987) et Cuellar et Ramirez (1987). 16
- Figure 1-5 : Localisation des centres volcaniques du Nord de la Colombie (a). (b) Schéma Volcano-tectonique du secteur Cerro Bravo-Ruiz d'après CHEC (1983). 18
- Figure 1-6 : Accidents majeurs de la Colombie et épisodes plutoniques depuis le Crétacé, d'après Aspen et al., (1987). 19
- Figure 1-7 : Localisation des secteurs d'étude. La position de la carte de la Cordillère Centrale est indiqué par le rectangle noir dans le schéma de droite. Le secteur 5, à l'ouest de la Cordillère est repéré dans la Figure 1-2. 32
- Figure 2-1 : Modèle de "pic d'explosion ionique" qui explique la formation des traces latentes dans un solide diélectrique. a) Schéma du modèle d'explosion ionique en trois dimensions, pour la formation d'une trace. Modifié d'après Walter (1989). b) Lors de son passage, un fragment de fission chargé positivement ionise les atomes qui se trouvent le long de son parcours. Un déplacement d'origine électrostatique en résulte, qui provoque une désorganisation du réseau cristallin. Ce dernier se réorganise de manière élastique et la zone perturbée formée est appelée "trace latente". Les traces latentes sont observables en microscopie électronique par transmission. (D'après Fleischer et al., 1975; in Sabil, 1995). 40
- Figure 2-2 : Modèle d'attaque d'une trace de fission à l'échelle sub-microscopique. (Modifié d'après Henke et Benton, 1971, in Masumoto, 1992). VG et VT sont respectivement les taux de dissolution du matériel sain et endommagé par le passage de la particule. 41
- Figure 2-3 : Diagramme montrant la forme de la section d'une trace dans le zircon révélée sur un plan parallèle à l'axe cristallographique c, selon l'angle avec l'axe c. (Modifié, d'après Masumoto, 1992). q, angle de la projection d'une trace sur le plan d'observation. 43
- Figure 2-4 : Distribution du nombre de traces de fission dans une surface du cristal. (Modifié d'après Masumoto, 1992). 44
- Figure 2-5 : Schéma du montage des échantillons dans le container d'irradiation. 962: verres dosimétriques #962 du NIST. 46
- Figure 2-6 : Procédure expérimentale pour la datation par détecteur externe. Dans cette technique, les traces révélées dans le zircon proviennent de fissions qui ont eu lieu dans les deux demi-espaces situés de part et d'autre de la surface de polissage (géométrie 4p stéradians), alors que celles du détecteur externe ne proviennent plus que d'un demi-espace 50
- Figure 2-7 : Diagramme isochrone. Chaque point représente un cristal daté. Le grain est représenté par son rapport (Ns/Ni)_j, avec les barres d'erreurs associées. Dans le diagramme de gauche, une seule isochrone; à droite, deux populations distinctes, soit deux isochrones. 51
- Figure 2-8 : a) Diagramme radial, élaboré avec Mathematics 2.3, d'après la méthodologie de Galbraith (1988). L'âge central est calculé selon l'algorithme de Galbraith et Laslett (1993). 52
- Figure 2-9 : Diagrammes radiaux à gauche, et isochrones à droite, pour les échantillons du Tableau 2-3. (a) Une seule population, (b) minimum deux populations (voir Figure 2-12 et Tableau 2-3). 54
- Figure 2-10 : Diagrammes de densité de probabilité pour l'échantillon Envigado gris (Tableau 8). (a) selon la méthodologie de Hurford et al. (1984), (b) avec la méthode "gaussienne-kernel", de Brandon (1996). Dans les deux cas, un seul mode est présent. Il correspond à un âge central de 4,71 ± 0,19 Ma. 56
- Figure 2-11 : Diagrammes de densité de probabilité pour l'échantillon tfla (Tableau 2-2). (a) selon la méthodologie de Hurford et al. (1984), (b) avec la méthode "gaussienne-kernel", de Brandon (1996). Les deux modes des principales courbes apparaissent pour les mêmes valeurs et correspondent à des âges de 1,65 ± 0,09 et 2,63 ± 0,05 selon le modèle d'analyse de population de Galbraith et Green (1990) (voir Tableau 2-3). L'âge central pour la population 1 (19 grains) est de 1,56 ± 0,08 Ma et pour la population 2 (36 grains) est de 2,67 ± 0,09 Ma (voir Tableau 2-3). 57
- Figure 3-1 : Localisation des secteurs étudiés dans le département d'Antioquia. La vallée d'Aburrá, dépression tectonique, coupe l'altiplano, interprété comme une surface d'érosion (Hermelin, 1983). 69
- Figure 3-2 : Localisation des échantillons datés dans le secteur de Santa Rosa de Osos, et schéma des coupes d'où ils ont été prélevés. 71
- Figure 3-3 : Diagramme radial pour les zircons Osos 21. Ce diagramme montre que les grains de cet échantillon se répartissent en deux populations, l'une vers 50 Ma (7 grains), l'autre vers 3 Ma (4 grains). 77
- Figure 3-4A : Diagrammes radiaux (à gauche) et isochrones (à droite) pour les zircons incolores translucides du socle, Santa Rosa de Osos. 81
- Figure 3-5 : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons roses provenant des échantillons Osos 15 et 21. Voir leur localisation dans la figure 3-2. 84
- Figure 3-6 : Diagrammes radial et isochrone pour les zircons incolores provenant de la base du profil Envigado. 86

Figure 3-7A : Diagrammes radiaux et isochrones pour les échantillons d'Envigado, granulométrie >200mm.	90	Figure 3-25 : Diagramme radial et isochrone pour les zircons des tephras intercalés dans le dépôts de versant de Robledo, vallée d'Aburra.	130
Figure 3-8 : Diagrammes radiaux, par niveau, des zircons roses du profil Envigado, indépendamment de la taille des cristaux.	94	Figure 3-26 : Comparaison entre les âges TF de quatre niveaux de tephras de la Tablaza obtenu par deux observateurs. G.T.=Gloria Toro, A.A.= Ali Azdimousa.	131
Figure 3-9 : Diagrammes radiaux pour les zircons d'Envigado 3 et 6 de la coupe Envigado 2, après analyse de populations.	96	Figure 3-27 : Diagramme de Brandon (1996) illustrant les deux possibles populations pour les zircons roses de Robledo.	132
Figure 3-10 : Coupes stratigraphiques des séquences de dépôts lacustres de La Unión. (En gris les cendres supérieures et en noir la stone line). Les analyses de la stone line et des cendres supérieures seront discutées plus loin.	98	Figure 3-28 : Position des échantillons datés associés à la stone line dans le département d'Antioquia.	134
Figure 3-11 : Coupes stratigraphiques des séquences de dépôts lacustres de Mesopotamia, Rionegro et Amalfi. Légende, voir Figure 3-10.	99	Figure 3-29A : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons associés à la stone line.	138
Figure 3-12 : Coupe stratigraphique généralisée des argiles exploitées de la mine La Angela, à Amalfi.	100	Figure 3-30 : Diagrammes: (a) Radial, (b) Isochrone, (c) Densité de Probabilité de Hurford (1984), et (d) Brandon (1996) illustrant les populations d'âges présentes dans le échantillon 3007 de la stone line à La Unión (profil La bomba).	140
Figure 3-13 : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons incolores provenant du socle, dans les anciens lacs d'Amalfi et de Rionegro.	102	Figure 3-31 : Diagramme de Brandon (1996) (haut) et diagrammes radiaux et isochrones pour les population de zircons du montage tflc, stone line, Rionegro.	141
Figure 3-14 : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons volcanique des dépôts lacustres de l'altiplano, dans les paléolacs de La Unión et Rionegro.	103	Figure 3-32 : Diagrammes: (a) population 1 (b) population 2 (c) Densité de Probabilité de Hurford (1984), et (d) Brandon (1996) illustrant les populations d'âges présentes dans le montage tfla de la stone line, sur la terrasse de Rionegro.	142
Figure 3-15 : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons roses volcaniques des paléolacs d'Amalfi et de Rionegro.	104	Figure 3-33 : (a) et (b) diagrammes radiaux et isochrones, (c) densité de Probabilité de Hurford (1984), (d) diagramme de Brandon (1996) qui illustrent les populations dans l'échantillon d'âges de l'échantillon tefl0a (zircons roses) de la stone line, profil Mina Casal (sédiments lacustres) à Rionegro.	143
Figure 3-16 : Diagramme radial (a), isochrone (b), et (c) diagramme de Brandon (1996) pour les zircons roses provenant des tephras déposés dans les paléolacs d'Amalfi, La unión et Rionegro.	107	Figure 3-34 : (a) et (b) diagrammes radiaux et isochrones, (c) Brandon (1996) qui illustrent les populations d'âges de l'échantillon tefl0b (zircons incolores) de la stone line, profil Mina Casal (sédiments lacustres), à Rionegro.	144
Figure 3-17 : Diagramme radial et isochrone pour les zircons roses du niveau supérieur des terrasses de Rionegro.	111	Figure 3-35 : Diagramme de Brandon (1996) avec les 133 zircons d'âge < 6 Ma (voir Annexe B) provenant des trois échantillons de la stone line, du Tableau 3-13.	145
Figure 3-18 : Coupe stratigraphique du profil El Tambo, San Pedro, avec la situation des échantillons datés par traces de fission.	113	Figure 3-36 : Schéma des unités volcaniques et volcano-sédimentaires définies sur la base de leur contenu en minéraux lourds, d'après Toro et Hermelin (1993). Nous présentons deux coupes types en Antioquia: Ventanas et Abejorral.	149
Figure 3-19 : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons volcaniques du profil el Tambo (San Pedro).	116	Figure 3-37 : Unités volcaniques définies sur la base de la composition en minéraux lourds dans le secteur de La Unión. (Voir légendes dans la Figure 3-36).	150
Figure 3-20 : Diagrammes radiaux et isochrones pour les zircons de socle du profil El Tambo (San Pedro).	118	Figure 3-38 : Position stratigraphique des échantillons tef97 et 3005, provenant de l'unité volcanique sud, datés par traces de fission.	151
Figure 3-21 : Situation de la vallée d'Aburrá par rapport au massif volcanique Ruiz-Tolima et	123	Figure 3-39 : Position stratigraphique des échantillons de l'unité volcanique sud datés par traces de fission dans la localité de La Unión.	155
Figure 3-22 : Carte géologique des environs de Medellín, d'après Botero (1963).	124	Figure 3-40A : Diagrammes radiaux et isochrones des zircons de Sonsón appartenant à l'unité volcanique sud, des cendres supérieures	156
Figure 3-23 : Coupe stratigraphique des dépôts alluviaux de la terrasse de la Tablaza, dans le sud de la vallée d'Aburrá, avec la situation des tephras datés.	126		
Figure 3-24 : Résultats des mesures croisées obtenus sur les zircons volcaniques roses remaniés dans la terrasse basculée de la Tablaza, vallée d'Aburra. A.A. Ali Azdimousa, G.T. Gloria Toro (Tablaza 1, 2 et 4 publié dans Toro, G. et al., 1996).	129		

Figure 3-41 : Echantillon 3167, unité volcanique sud : diagramme de Brandon (1996) avec tous les zircons de cet échantillon et diagrammes radial et isochrone de la population de zircons d'âges plio-quaternaires.	158
Figure 3-42A : Echantillon tef97, unité volcanique sud : en haut diagramme de Brandon (1996) avec tous les zircons de cet échantillon. En bas et dans la Figure 3-42B, les isochrones et les diagrammes radiaux de chaque population, avec leurs âges centraux.	160
Figure 3-43 : Echantillon 3005, unité volcanique sud : diagrammes: (a) Brandon (1996) avec tous les zircons de l'échantillon. En bas les diagrammes radiaux et isochrones des populations, de zircons quaternaires.	163
Figure 3-44 : Diagramme de Brandon (1996) avec tous les grains d'âges plio-quaternaires des trois échantillons de l'unité volcanique sud.	164
Figure 3-45 : Position stratigraphique des échantillons datés par ¹⁴ C. Légende voir Figure 3-36. Les datations par traces de fission de ce travail sont aussi reportées.	166
Figure 3-46 : Position stratigraphique des esquilles de verre étudiées dans les coupes de Las Palmas, Rionegro et La Unión. L'astérisque indique les niveaux où nous avons trouvé des esquilles. Pour les conventions voir Figure 3-36.	169
Figure 3-47 : Coupes stratigraphiques des cendres et des dépôts volcano-détritiques situés à Ventanas, 3000 m d'altitude et Abejorral, 2200 m d'altitude.	170
Figure 3-48 : Coupes stratigraphiques des cendres et des dépôts volcano-détritiques situés à Sonsón et à proximité. L'astérisque indique les niveaux où des esquilles de verre ont été analysées.	171
Figure 3-49 : Diagramme triangulaire Ca-(Na ₂ O+K ₂ O)-Al ₂ O ₃ présentant les échantillons des esquilles de verres des cendres supérieures.	172
Figure 3-50 : Diagramme K ₂ O-SiO ₂ pour les esquilles des cendres supérieures.	173
Figure 3-51 : Diagrammes Al ₂ O ₃ vs Na ₂ O+K ₂ O, K ₂ O vs FeO et Al ₂ O ₃ vs FeO pour les esquilles de verre des cendres supérieures. Légende, voir Figure 3-50.	174
Figure 3-52 : Carte géologique d'après González (1993) du nord de la cordillère centrale de la Colombie les âges obtenus pour les zircons du socle.	182
Figure 3-53 : Ages centraux des populations de zircons reportées dans le Tableau 3-19, en fonction de leur milieu de dépôt, de leur localisation et de leur position.	184
Figure 3-54 : Comparation des âges : ((a) des produits volcaniques dans le massif volcanique Ruíz-Tolima, (2, 3, 4, 5, 6) nos datations et (7, 8, 9, 10, 11, 12, 13) des autres datations effectuées en Colombie.	188
Figure 3-55 : Localisation des endroits d'où proviennent les datations cités dans la Figure 3-54.	191
Figure 3-56 : Comparaison des datations du volcanisme colombien : (a) des produits volcaniques dans le massif volcanique Ruíz-Tolima, (2, 3, 4, 5, 6) cet travail et (7, 8, 9, 10, 11, 12, 13), autres datations.	192

Figure 4-1 : Schéma de localisation de l'abanico de Pereira par rapport à la Cordillère Centrale. La cartographie de cette formation pyroclastique et volcano-détritique du plio-pléistocène est adaptée de Thouret et al. (1985).	200
Figure 4-2 : Localisation de la terrasse de Pereira (voir carte détaillée, Figure 4-6) et ses	202
Figure 4-3 : Profils Linderos et lac Otún, secteur du massif volcanique Ruíz-Tolima. Les numéros dans les colonnes stratigraphiques sont ceux des niveaux échantillonnés. Les références dans les colonnes de droite sont ceux de la charte internationale de couleurs de sols.	205
Figure 4-4 : Profil Florida, situé entre le massif du Ruíz-Tolima et l'apex du cône de Pereira.	207
Figure 4-5 : Stratigraphie de trois coupes typiques des cendres qui recouvrent la terrasse de Pereira-Dosquebradas, montrant les niveaux échantillonnés.	212
Figure 4-6 : Carte détaillée de Pereira et de ses environs avec les six coupes étudiées des niveaux à grain fin finement laminés, elle évoque les conditions d'une sédimentation de type lacustre.	214
Figure 4-7 : Profils Guatica et Pueblo Rico, secteur Cordillère Occidentale. Les numéros dans les colonnes stratigraphiques sont ceux des niveaux échantillonnés.	217
Figure 4-8 : Composition des minéraux lourds dans quelques, coupes stratigraphiques représentatives au long d'un transect entre le massif Ruíz-Tolima et le Río Cauca, dans le département de Risaralda.	219
Figure 4-9 : Variations avec la profondeur des populations de minéraux lourds des profils lac Otún et Linderos.	221
Figure 4-10 : Variations avec la profondeur des populations de minéraux lourds dans le profil Pereira, palacio de justicia.	222
Figure 4-11 : Variations avec la profondeur des populations de minéraux lourds dans le profil Cartago, palacio de justicia.	223
Figure 4-12 : Variation avec la profondeur des populations de minéraux lourds dans les profils Guatica et Pueblo Rico, Cordillère Occidentale.	225
Figure 4-13 : Diagramme SiO ₂ -K ₂ O pour les esquilles de verre des profils Pereira Palacio de Justicia et viaduc.	231
Figure 4-14 : Résumé de l'information obtenue sur les coupes stratigraphiques au long d'un transect entre le massif Ruíz-Tolima et le Río Cauca, dans le département de Risaralda.	234



RESUME

Dans les départements d'Antioquia et de Risaralda (Colombie centrale), les formations superficielles sont de type volcano-détritique. Les unités les plus anciennes sont indurées, diaclasées et faillées. Les unités plus récentes, ou « tephtras supérieurs », qui les surmontent, atteignent au plus 1 m d'épaisseur.

Dans le département d'Antioquia (altiplano et vallée d'Aburra), sur la Cordillère Centrale andine, l'étude des minéraux lourds et la datation des tephtras par traces de fission (TF) sur zircons et ^{14}C montrent que les formations superficielles ne se sont déposées sur le bâti crétacé à précambrien qu'à partir du Pliocène supérieur. La datation par TF permet en outre de dater diverses formations sédimentaires (paléolacs, terrasses fluviales, « stone line »), et un événement tectonique (formation de la vallée d'Aburra). Pour les tephtras supérieurs, la détermination des minéraux lourds permet d'établir une stratigraphie reconnaissable dans tout l'altiplano. La datation par TF et ^{14}C situe ces tephtras entre 0,44 Ma et, pour leur unité supérieure, sur laquelle se développent les sols actuels, 20 à 30 ka.

La période d'activité du massif volcanique du Ruiz-Tolima, situé à 80 km au sud du département d'Antioquia, date essentiellement du plio-quaternaire, jusqu'à l'actuel. Elle correspond à celle enregistrée dans les tephtras d'Antioquia et le Ruiz-Tolima pourrait donc être la source des tephtras d'Antioquia.

Les âges des zircons de socle (provenant de saprolites ou de formations superficielles) sont presque toujours crétacé supérieur-paléocènes, ou dans le sud, tertiaires, témoignant du refroidissement au-dessous d'environ 250°C de leur matériel d'origine (batholite antioquénio mésozoïque, son encaissant métamorphique, ou des intrusions plus récentes). Dans un échantillon, des âges TF jurassiques montrent que localement le socle paléozoïque a été maintenu, depuis au moins 185 Ma, à des températures <300°C.

Dans le département de Risaralda, situé juste à l'ouest du Ruiz-Tolima, sur le flanc ouest de la Cordillère Centrale (« abanico », -cône-, de Pereira) les tephtras supérieurs, seuls étudiés ici, sont à la fois plus abondants et plus récents. Il n'a pas été possible d'établir une stratigraphie de ces formations, très étendues depuis le Ruiz-Tolima jusqu'à l'extrémité ouest de la zone d'étude, dans la Cordillère Occidentale. Les tephtras datés (par ^{14}C) se situeraient entre au moins 14 ka sur la terrasse de Pereira et moins de 8 ka sur cette même terrasse et dans le secteur du lac d'Otún (proche au Ruiz-Tolima).

ABSTRACT

In the Antioquia and Risaralda departments of Central Colombia, the superficial deposits are volcano-detrital. The older ones are indurated, diaclosed and faulted. The youngest ones, or « upper tephtras », rarely reach at most a thickness of about 1 m.

In the Antioquia department (altiplano, and Aburra valley), on the Central Andine Cordillera, heavy minerals studies, and zircon fission tracks (FT) and ^{14}C datings show that the deposition of the superficial deposits is not older than the Upper Pliocene. FT dating allows to date various sedimentary deposits (lacustrine sediments, fluvial terraces, « stone line ») and a tectonic event (opening of the Aburra valley). In the upper tephtras, heavy minerals determinations allow to define a stratigraphy for the whole altiplano. FT and ^{14}C dating show that these tephtras were deposited between at most 0.44 Ma and 20-30 ka.

The Ruiz-Tolima volcanic massif, some 80 km south of the Antioquia department, is active since the Upper Miocene. This is the same age range as recorded in our tephtras. Thus the Ruiz-Tolima could be the source of the tephtras studied.

The FT ages of basement zircons (from saprolites or sediments) are nearly always Upper Cretaceous to Paleocene, testifying of the cooling of their mother rocks (Antioquénio batholith, its metamorphic host rock or tertiary intrusions). In one sample, zircons with FT ages of 185 Ma show that since at least that time they were stood below 300°C.

In the Risaralda department, on the west flank of the Central Cordillera, only the upper tephtras were studied, mostly in the « abanico », - or fan-, of Pereira, immediately west of the Ruiz-Tolima massif. It was not possible to obtain a stratigraphy of these formations for the whole area, which extends westward up to the Western Cordillera. On the abanico de Pereira, the upper tephtras are thicker than in the Antioquia department, with younger ages, between more than 14 ka on the Pereira terrace and less than 8 ka on this terrace and the Otún lake (adjacent to the Ruiz-Tolima), which is to be attributable to its proximity to the volcanic massif.